

НАУЧНАЯ МЫСЛЬ

СЕРИЯ ОСНОВАНА В 2008 ГОДУ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Географический факультет

ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫЕ СИСТЕМЫ

МОНОГРАФИЯ

Под редакцией *Р.С. Чалова* (главный редактор),
В.Н. Голосова, А.Ю. Сидорчука

Москва
ИНФРА-М
2017

УДК 631.6(075.4)
ББК 40.6
Э81



Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 17-15-00089; не подлежит продаже

Монография подготовлена по планам научно-исследовательских работ научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Макавеева и кафедры гидрологии суши МГУ имени М.В. Ломоносова в рамках Программы Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проекты НШ-790.2008.5, НШ-3284.2010.5, НШ-79-2012.5 и НШ-1010.2014.5) и по грантам Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-00221, 09-05-00554, 10-05-00193, 10-05-00857, 10-05-385, 10-05-00955, 10-05-00976, 11-05-00317, 12-05-00348, 12-05-01003, 13-05-00303, 13-05-00112, 13-05-00211, 14-05-00146, 15-05-03752, 15-05-09448, 16-05-00474).

Рецензенты:

Гареев А.М., доктор географических наук, профессор, заведующий кафедрой гидрологии и геоэкологии Башкирского государственного университета;

Рысин И.И., доктор географических наук, профессор, заведующий кафедрой экологии и природопользования Удмуртского государственного университета;

Борсук О.А., кандидат географических наук, доцент кафедры геоморфологии и палеогелграфии Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

Эрозионно-русловые системы : монография / под ред. Р.С. Чалова, А.Ю. Сидорчука, В.Н. Голосова. — М. : ИНФРА-М, 2017. — 702 с. — (Научная мысль).

ISBN 978-5-16-013011-8

В монографии с единых методологических позиций рассмотрена эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков на земной поверхности: от временных склоновых, формирующихся при выпадении дождей и таянии снега, до крупнейших рек и их устьев. Изложены основы теории эрозионно-русловых систем (ЭРС), объединяющих все формы проявления работы водных потоков, сформулированы общие законы эрозионных и русловых процессов, дано описание их механизма на всех структурных уровнях развития, предложены математические модели, выявлены различия в функционировании процессов в зависимости от размеров потоков и природных условий, показаны особенности взаимодействия различных звеньев ЭРС. Особое внимание уделено эволюции ЭРС при изменении природной среды и климата под влиянием активного земле- и водопользования и его трансформации при изменении экологических условий.

Монография предназначена географам, гидрологам, почвоведом, геоморфологам, широкому кругу специалистов, связанных с земельными и водными ресурсами, рациональным природопользованием, гидротехникой, эрозионными и русловыми процессами.

УДК 631.6(075.4)
ББК 40.6

ISBN 978-5-16-013011-8

© Коллектив авторов, 2017

Lomonosov Moscow State University
Faculty of Geography

CATCHMENT EROSION — FLUVIAL SYSTEMS

MONOGRAPH

Edited by *R.S. Chalov* (chief editor),
V.N. Golosov, A.Yu. Sidorchuk

Moscow
INFRA-M
2017

*Publication is supported by the Russian Fund of Basic Research, project № 17-15-00089;
not for sale*

The monograph is prepared by Makkavveev Scientific Research Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes and Hydrology Department of the Lomonosov Moscow State University. The studies of the research team were supported by President Program for the leading scientific schools support (projects HIII-790.2008.5, HIII-3284.2010.5, HIII-79-2012.5 and HIII-1010.2014.5) and grants of Russian Fund of Basic Research (projects 09-05-00221, 09-05-00554, 10-05-00193, 10-05-00857, 10-05-385, 10-05-00955, 10-05-00976, 11-05-00317, 12-05-00348, 12-05-01003, 13-05-00303, 13-05-00112, 13-05-00211, 14-05-00146, 15-05-03752, 15-05-09448, 16-05-00474).

Reviewers:

Gareev A.M., Doctor of Geographic Sciences, professor, Head of Hydrology and Geoecology Department of the Bashkir State University;

Ryisin I.I., Doctor of Geographic Sciences, professor, Head of Ecology and Nature Management Department of the Udmurt State University;

Borsuk O.A., Candidate of Geographic Sciences, associate professor of the Geomorphology and Paleogeography Department of the Lomonosov Moscow State University

Catchment erosion – fluvial systems: monograph / edited by R.S. Chalov, A.Yu. Sidorchuk, V.N. Golosov. — M. : INFRA-M, 2017. — 702 p. — (“Scientific reason”).

ISBN 978-5-16-013011-8

The general concept of catchment erosion and fluvial processes is discussed. It integrates temporal slope streams which occur under rains and snow melting periods and largest rivers and their estuaries. The basics of catchment erosion – fluvial systems which cover all forms of water streams impacts are described, main principles of erosion and channel processes are formulated, peculiarities of their development on all structural levels are described, mathematical models are elaborated, certain differences of these processes according to water stream dimensions and natural conditions are revealed, characteristics of interaction between different parts of catchment erosion – fluvial systems are represented. Special attention is given to the processes of evolution of catchment erosion – fluvial systems due to environment and climate changes under the influence of land- and water management and its transformation under economic situation changes.

The Monograph is generally intended to geographers, hydrologists, soil scientists, geomorphologists, broad audience of specialists connected with land and water resources, sustainable nature management, water supply engineering, erosion and channel processes.

ISBN 978-5-16-013011-8

Посвящается 65-летию географической научной школы профессора Н.И. Маккавеева «Эрозия почв на водосборах и русловые процессы» и 50-летию научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева МГУ имени М.В. Ломоносова

Предисловие

Предлагаемая читателю книга — коллективный труд большого количества авторов, в основном научных сотрудников научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, а также ряда преподавателей, научных сотрудников и аспирантов кафедр гидрологии суши, геоморфологии и палеогеографии, объединяемых географической научной школой Московского университета «Эрозия почв на водосборах и русловые процессы», созданной профессором Н.И. Маккавеевым в середине XX в. Авторы книги — ученики и последователи Н.И. Маккавеева, ставшие известными учеными, и уже ученики учеников. С середины 1990-х гг. до 2015 г. научная школа пользовалась официальным признанием, регулярно подтверждаемым грантами программы Президента РФ для государственной поддержки ведущих научных школ. Но ее становление и развитие произошло еще в 1950-е гг. и было связано, с одной стороны, с защитой в 1953 г. Н.И. Маккавеевым докторской диссертации и публикацией им в 1955 г. монографии «Русло реки и эрозия в ее бассейне», а с другой — с юридическим оформлением в 1969 г. школы в научно-исследовательскую лабораторию эрозии почв и русловых процессов как самостоятельного научного подразделения Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Отличительная особенность научной школы и представляющей ее лаборатории — исследование с единых методологических позиций эрозионно-аккумулятивных процессов, продуцируемых всеми водными потоками на земной поверхности — временными нерусловыми склоновыми, временными русловыми в овражно-балочной сети и постоянными русловыми — реками от малых до крупнейших вплоть до их устьев. При этом их изучение опирается, во-первых, на гидромеханическую природу механизмов взаимодействия потоков с подстилающими грунтами на склонах, в оврагах, балках и в руслах рек; во-вторых, на различиях, обусловленных неодинаковыми водностью и морфометрическими характеристиками потоков, в которых они развиваются, обуславливающих многообразие форм проявления процессов; в-третьих, на взаимосвязи процессов во всех звеньях водных потоков, образующих каскадную систему от водораздела до устья реки при учете того, что эволюция создаваемых ими форм в нижних звеньях неизбежно сказывается, хотя и в других пространственно-временных масштабах, на функционировании верхних звеньев; в-четвертых, на физической сущности процессов, которая заключается в перемещении потоками наносов, их аккумуляции, размыве и неоднократном переотложении на всем пути от элементарного водосбора до русла реки и ее устья; в-пятых, на признании того, что, по Н.И. Маккавееву, эрозионно-аккумулятивные процессы нельзя рассматривать изолированно от гео-

графической среды, без учета конкретных особенностей, характеризующих ландшафт водосбора, геологических, почвенных и геоботанических условий территорий, в которых они развиваются.

Следует отметить, что взаимосвязь развития эрозионных процессов на склонах и русловых процессов рек в той или иной мере отмечали в середине XX в. Г.И. Шамо́в, Г.Н. Лопатин, а несколько позднее А.В. Караушев, И.В. Попов, А.П. Дедков и В.И. Мозжерин, но они ограничивались констатацией того, что наносы в реки поступают со всей площади бассейна, а речные долины есть продукт эрозионно-аккумулятивной деятельности рек за всю геологическую историю их развития. Н.И. Маккавеев впервые показал единство механизмов и сформулировал общие законы совокупности и форм проявления эрозионно-аккумулятивных процессов, что нашло отражение в названии его книги «Русло реки и эрозия в ее бассейне».

Основные идеи Н.И. Маккавеева легли в основу научных направлений исследований созданной им лаборатории. Первые их итоги, связанные с рассмотрением всей совокупности эрозионно-аккумулятивных процессов в речном бассейне, были опубликованы в 1984 г. в монографии «Эрозионные процессы», подготовленной при участии и под редакцией еще самого Н.И. Маккавеева (к сожалению, она вышла в свет уже после его смерти), и в 1987 г. также в коллективной монографии «Работа водных потоков», которые можно рассматривать как два тома единого научного произведения. Обе книги получили высокую оценку научной общественности, а известный гидролог М.И. Львович в телефонном разговоре назвал их достойным развитием идей Н.И. Маккавеева его учениками. Несмотря на значительный тираж (по сравнению с современными научными изданиями), книги быстро стали библиографической редкостью.

С тех пор прошло еще 30 лет, и созданная Н.И. Маккавеевым лаборатория готовится к своему 50-летию. За эти годы лабораторией опубликованы около 50 монографий и учебников, многочисленные сборники статей, в том числе 19 выпусков сборника «Эрозия почв и русловые процессы», защищено свыше 50 кандидатских и 13 докторских диссертаций; статьи сотрудников лаборатории регулярно публикуются в ведущих отечественных и зарубежных журналах. В них изложены результаты исследований эрозии почв, овражной эрозии, русловых и устьевых процессов, обоснованы взаимосвязи между ними, сформулированы основные положения теории эрозионно-русловых систем. Все это, однако, требовало обобщения, систематизации и представления в виде единого научного труда, подводящего итоги многолетней деятельности лаборатории и опирающегося на современный уровень развития как всего маккавеевского учения о едином эрозионно-аккумулятивном процессе, так и его составляющих — эрозии-, овраго- и русловедения. Такая задача была поставлена в начале второго десятилетия XXI в., а к ее решению были привлечены почти весь научный состав лаборатории и ряд сотрудников двух кафедр факультета. Потребовалось несколько лет, чтобы была написана, согласована между всеми авторами и прошла полноценную научную редакцию монография, которая сейчас выносится на суд научного сообщества.

Редакторы книги выражают искреннюю благодарность всем авторам книги, с пониманием относившимся к их замечаниям и предложениям в ходе работы над рукописью и при ее редактировании, Н.В. Анисимовой, взявшей на себя труд по подготовке иллюстративного материала, В.Н. Никитаевой, обеспечившей компьютерный набор большей части книги, С.Н. Ковалеву и И.И. Никольской (авторам разделов книги), взявшим на себя труд сверки ссылок на литературные источники и окончательной подготовки книги к представлению в издательство.

Авторами глав и разделов монографии являются:

предисловие — Р.С. Чалов;

введение — Р.С. Чалов;

глава 1: § 1.1 — Р.С. Чалов; § 1.2: разд. 1.2.1 — Н.И. Алексеевский, В.Н. Голосов, Л.Ф. Литвин, Р.Р. Муракаев, разд. 1.2.2 — В.П. Бондарев, разд. 1.2.3 — Н.И. Алексеевский, Р.Р. Муракаев, С.Р. Чалов, разд. 1.2.4 — А.Ю. Сидорчук; § 1.3 — В.Н. Голосов, А.Ю. Сидорчук; § 1.4 — Н.И. Алексеевский, А.Г. Косицкий, О.М. Пахомова; § 1.5 — Н.Г. Добровольская;

глава 2: § 2.1: разд. 2.1.1 — А.Ю. Сидорчук, разд. 2.1.2 — Г.А. Ларионов, С.Ф. Краснов, разд. 2.1.3 — Г.А. Ларионов, разд. 2.1.4 — Г.А. Ларионов, Л.Ф. Литвин, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов, А.В. Горобец, О.Г. Бушуева, разд. 2.1.5 — Г.А. Ларионов, Л.Ф. Литвин, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, С.Ф. Краснов, Л.В. Кобыльченко, разд. 2.1.6 — Г.А. Ларионов, разд. 2.1.7 — Г.А. Ларионов, С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин, Н.Г. Добровольская, З.П. Кирюхина, разд. 2.1.8 — А.Ю. Сидорчук; § 2.2 — Л.Ф. Литвин; § 2.3 — В.Н. Голосов, В.Р. Беляев, М.В. Маркелов;

глава 3: § 3.1 — С.Н. Ковалев, И.И. Никольская, Е.Ф. Зорина; § 3.2 — А.Ю. Сидорчук; § 3.3 — С.Н. Ковалев, С.Д. Прохорова; § 3.4 — С.Н. Ковалев, И.И. Никольская; § 3.5 — В.Н. Голосов, С.Н. Ковалев, М.В. Веретенникова; § 3.6 — А.М. Тарбеева, М.В. Веретенникова, С.Н. Ковалев;

глава 4: § 4.1 — А.Ю. Сидорчук; § 4.2 — Н.И. Алексеевский, А.Ю. Сидорчук; § 4.3 — К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, Р.С. Чалов; § 4.4: разд. 4.4.1 — Р.С. Чалов, Н.Н. Виноградова, разд. 4.4.2 — Р.С. Чалов, А.С. Завадский, А.В. Чернов, разд. 4.4.3 — Р.С. Чалов, А.С. Завадский, С.Р. Чалов, Н.И. Алексеевский, С.Н. Рулева, Н.М. Михайлова, А.С. Чалова, В.В. Иванов, разд. 4.4.4 — Р.С. Чалов, А.В. Чернов, А.С. Завадский, разд. 4.4.5 — Р.С. Чалов, С.Р. Чалов, Н.Н. Виноградова, И.В. Крыленко, А.С. Чалова, А.М. Тарбеева; § 4.5 — Р.С. Чалов, Л.А. Турыкин, С.Р. Чалов, Н.М. Михайлова; § 4.6 — А.В. Чернов, В.В. Сурков, Л.В. Злотина;

глава 5: § 5.1 — В.Н. Коротаев; § 5.2 — Н.И. Алексеевский; § 5.3 — Н.И. Алексеевский, В.Н. Коротаев; § 5.4 — В.Н. Коротаев, Н.И. Алексеевский; § 5.5 — В.Н. Коротаев;

глава 6: § 6.1 — В.Н. Голосов; § 6.2 — Л.Ф. Литвин, В.Н. Голосов; § 6.3 — В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова; § 6.4 — Л.Ф. Литвин; § 6.5 — А.В. Чернов, В.Н. Голосов, В.В. Сурков; § 6.6 — Н.И. Алексеевский, В.Н. Коротаев;

глава 7: § 7.1 — А.В. Панин; § 7.2 — А.В. Панин; § 7.3 — А.Ю. Сидорчук, А.В. Чернов, А.В. Панин, О.К. Борисова; § 7.4 — О.В. Виноградова, Н.Н. Виноградова; § 7.5 — В.Н. Коротаев;

глава 8: § 8.1: разд. 8.1.1 — В.Н. Голосов, Г.А. Ларионов, А.Ю. Сидорчук, разд. 8.1.2 — З.П. Кирюхина, Л.Ф. Литвин, Н.Г. Добровольская; § 8.2: разд. 8.2.1 — С.Н. Ковалев, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова, разд. 8.2.2 — С.Н. Ковалев, М.В. Веретенникова, Т.С. Ефремова; § 8.3: разд. 8.3.1 — В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова, разд. 8.3.2 — К.М. Беркович, Н.Н. Виноградова, С.Н. Рулева, Р.С. Чалов; § 8.4 — В.Н. Коротаев, В.В. Иванов.

Введение

Основные понятия и определения

Водные потоки, воздействуя на поверхность суши, разрушают ее, перемещают продукты разрушения с материков в океаны, при определенных условиях накапливают их, неоднократно переоткладывают и определяют формирование флювиального рельефа. Воздействие стока на земную поверхность проявляется в эрозионно-аккумулятивных процессах (ЭАП), представляющих собой совокупность эрозии, перемещения и аккумуляции водными потоками твердого вещества, рассматриваемых «в пространстве и времени, а также во взаимодействии с определяющими факторами» [Маккавеев, 1955, с. 83]. Сток воды выступает в качестве активного фактора этих процессов, а поверхность суши, ее литогенная основа, рельеф, почвенно-растительный покров являются ареной деятельности водных потоков. Благодаря движению воды происходит взаимодействие этих двух сред, которое имеет форму *эрозионно-аккумулятивных процессов*. Данные процессы отражают взаимодействие двух сред — водных потоков и подстилающего их литогенного материала (грунта), из которых первая среда находится в движении, вторая — в квазистатичном состоянии. При этом все водные потоки в пределах водосборных бассейнов, начиная от первичных склоновых, возникающих при снеготаянии или выпадении дождей, и вплоть до устьев рек, представляют собой единую систему. Соответственно единую систему образуют и все разновидности эрозионно-аккумулятивных процессов.

По Н.И. Маккавееву [1955], вся совокупность эрозионно-аккумулятивных процессов состоит из взаимосвязанных частей, соответствующих типам водных потоков. Каждая часть является источником наносов для последующей, имеет свое геоморфологическое проявление (рис. В.1) и характеризуется присущими только ей закономерностями и механизмами развития, пространственно-временными соотношениями эрозии, транспорта и аккумуляции наносов. Этими частями единой системы процессов являются эрозия почв, производимая временными нерусловыми потоками, формирующимися на склонах при выпадении дождей и таянии снега; овражная (линейная) эрозия, связанная с деятельностью временных русловых потоков; русловые процессы как совокупность явлений, обусловленных эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек. Завершающим звеном системы являются процессы, развивающиеся в устьях рек и обусловленные направленной аккумуляцией наносов при втекании потока в приемный водоем. Четких разграничений между типами водных потоков и составными частями эрозионно-аккумулятивных процессов нет: склоновый поток разбивается на сеть ручейков, приводящих к образованию первичных эфемерных линейных эрозионных форм — борозд и промоин; овраг, врезаюсь в толщу горных пород, достигает водоносного горизонта и получает постоянный водоток; малые реки пересыхают в безводные периоды и перемерзают зимой. Тем не менее водные потоки каждого типа отличаются специфическими механизмами взаимодействия с подстилающими грунтами, формой и дальностью перемещения наносов, своеобразием аккумулятивных накоплений. Составляя части единого целого и будучи производной взаимодействия потоков с подстилающей поверхностью, они подчиняются общим законам гидромеханики, характеризуются едиными механизмами перемещения твердого вещества (наносов) и условиями, определяющими интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов.

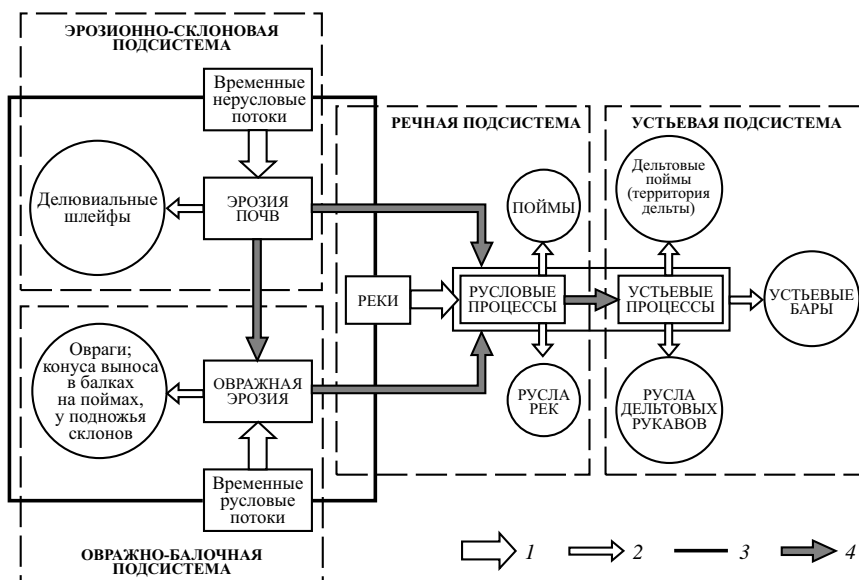


Рис. В.1. Структура эрозионно-русловой системы и эрозионно-аккумулятивных процессов: связь водных потоков (1), создаваемых ими форм рельефа (2), направленного перемещения воды (3) и наносов (4)

Источниками наносов, перемещаемых водными потоками, служат: 1) продукты смыва и размыва (эрозии) как результат непосредственного воздействия водных потоков на подстилающую поверхность; 2) материал, формирующийся вследствие развития склоновых процессов (оползней, осей, обвалов, солифлюкции и т.п.), эолового переноса, движения снега и льда и т.д. При определенных условиях последние могут играть решающую роль в формировании стока наносов (например, на горных реках в районах повышенной селевой активности). Чем больше водный поток, тем больше абсолютная величина и меньше относительная доля наносов неэрозионного происхождения.

Единство механизмов перемещения твердого вещества (наносов) и условий, определяющих интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов, позволило Н.И. Маккавееву [1973] разработать «гидравлическую типизацию эрозионного процесса», общую для всех водных потоков (табл. В1).

Таблица В1

**Гидравлическая типизация эрозионного процесса
(по [Маккавееву,1973], с изменениями и дополнениями)**

Классификационный признак	Виды процессов	Наиболее типичные проявления
Полнота использования удельной энергии сечения потока, непосредственное воздействие на частицы грунта (почвы, аллювий) силы скоростного напора	На эрозию и транспорт наносов основное воздействие оказывает кинетическая энергия	Равнинные реки; временные потоки на склонах
	То же, но сказывается влияние тангенциальной составляющей силы тяжести	Горные реки; временные потоки в горах

Классификационный признак	Виды процессов	Наиболее типичные проявления
	На эрозию и транспорт наносов оказывает влияние кинетическая и потенциальная энергия; влияние гравитационной составляющей значительное	Малые горные реки, временные потоки в оврагах и балках
Активные побудители эрозийного процесса	Ветровые волны Капиллярные волны, возникающие в результате ударов капель дождя Волны перемещения Изменения температуры воды	Большие и крупнейшие реки с широкой поймой Потоки дождевой воды на склонах Потоки всех типов (реки, временные русловые потоки, склоновые нерусловые потоки) Потоки талой воды на склонах; равнинные реки
Пассивные побудители эрозийного процесса	Форма русла и рельеф подстилающей поверхности Крупные выступы шероховатости русла	Все русловые потоки Потоки всех типов
Побудители эрозии, зависящие от особых физических свойств жидкости	Кавитация Флотация Структурные потоки	Участки водопадов и порогов Дождевые склоновые потоки и реки с песчаным аллювием Преимущественно временные русловые потоки и малые горные реки

Временные нерусловые потоки осуществляют перенос смытого материала в пределах склона от его верхней части, переоткладывают его по пути транспортировки по склону и аккумулируют наносы у его подножья, где формируется делювиальный шлейф. Нерусловые потоки производят плоскостную эрозию и рассредоточенную аккумуляцию. Та часть перемещаемого вещества, которая не вошла в состав аккумулятивных образований в пределах склонов, поступает в следующие звенья системы (овраги, балки) или непосредственно в реки. Постоянные водотоки первого и второго порядков находятся в прямом контакте с водосборами, принимая значительную часть смываемого с их площади материала. По мере увеличения порядка реки эта связь становится все более опосредованной.

Взаимосвязи между частями составляющих единую систему процессов проявляются при развитии *антропогенной (ускоренной) эрозии почв*, поставляющей с водосборов в малые реки избыточное (по отношению к установившемуся в течение исторических и геологических отрезков времени) количество наносов. Возникший в естественных условиях баланс наносов нарушается под влиянием ускоренной эрозии почв, что приводит к необратимым изменениям малых рек, их заилению и деградации. Этому способствует поступление в реки химически растворенного, в том числе биогенного, вещества. В результате повышается минерализация

речной воды, усиливается ее эвтрофирование, активно развивается водная растительность, зарастают прирусловые отмели и береговые склоны. Это способствует заилению русел, даже если сохраняется естественный фон поступления наносов с водосборов.

Временные русловые потоки осуществляют эрозию в верхней и средней частях *оврагов* и формируют конус выноса в устье оврага. Дальность переноса вещества временными потоками в оврагах — до нескольких километров, хотя их длина может превышать длину склонов при их регрессивном развитии. С временными русловыми потоками связаны *линейная эрозия* и *сосредоточенная аккумуляция*. Достигая предельных размеров, овраг постепенно трансформируется в балку, в днище которой продолжают функционировать временные русловые потоки, но их эрозионно-аккумулятивная деятельность приобретает новые черты, приближающие их к работе постоянных водотоков первого порядка — ручьев. Овражная эрозия и водотоки в балках поставляют наносы непосредственно в реки там, где они подмывают расчлененные оврагами и балками берега и склоны долин, являясь причиной формирования перекатов. Эти перекаты Н.И. Маккавеев [1949, с. 87] выделял в особую разновидность — связанные с «выносами оврагов и балок» (1949, с. 87). Таким образом, вся овражно-балочная сеть представляет собой арену деятельности временных русловых потоков.

Смыв почвы при развитии антропогенной (ускоренной) эрозии обуславливает снижение почвенного плодородия и урожайности сельскохозяйственных культур; овражная эрозия приводит к разрушению земель и трудностям при их освоении; с обоими процессами связаны заиление и деградация малых рек. Все это составляет комплекс экологических проблем, обусловленных интенсификацией эрозионно-аккумулятивных процессов на склонах и в овражно-балочной сети.

В отличие от временных водных потоков *реки* — *постоянные водные потоки* — осуществляют перенос вещества по всей длине речных систем вплоть до приемных бассейнов. При этом на всем их протяжении происходит многократное переотложение перемещаемого материала. Оно проявляется в течение вековых и геологических отрезков времени; на его фоне осуществляются русловые деформации, обуславливающие размывы и намывы берегов и дна рек в многолетнем, сезонном и текущем масштабах времени. Часть наносов аккумулируется в русле и на пойме, образуя аллювиальные отложения. Систематическое накопление наносов свойственно нижнему течению рек, где аккумуляция является причиной и одновременно следствием их устьевого удлинения, определяясь во многом колебаниями уровня моря (базиса эрозии).

Соотношения между водными потоками, поверхностью, на которую они воздействуют, и эрозионно-аккумулятивными процессами, являющимися следствием взаимодействия двух сред, определяют формирование *эрозионно-русловых систем*, функционирующих в пределах водосборных площадей (бассейнов) [Экология..., 2002]. Данные системы состоят из подсистем разных рангов от элементарного водосбора на склоне до бассейна реки, объединяемых в частные подсистемы (см. рис. В.1): 1) эрозионно-склоновую, в которой действуют нерусловые временные потоки на склонах, осуществляющие эрозию почв; 2) овражно-балочную, соответствующую деятельности временных потоков, сконцентрированных в линейных эрозионных и других формах на склонах и осуществляющих овражную эрозию; 3) речную, в которой действуют постоянные потоки, транспортирующие наносы, поступившие со склонов и из овражно-балочной сети и производящие

русловые деформации; 4) устьевую, где происходит преимущественно накопление материала, поступающего сюда со всего речного бассейна.

Согласно оценкам Н.И. Маккавеева [1981] водные потоки переносят с материков в океаны, замкнутые моря и крупные озера около 17 млрд т/год твердого вещества. Вместе с растворенными веществами объем денудации, осуществляемой текущей водой на земной поверхности, составляет 20,5 млрд т/год из общей величины ежегодной денудации 23,5 млрд т, что в целом незначительно превышает имеющиеся более поздние оценки [Львович, Карасик и др., 1991]. Если учесть, что в среднем лишь 7–10% продуктов склонового смыва поступает в крупные реки и в океан, а также переотложение части речных наносов в днищах речных долин, то величина собственно эрозии оказывается на порядок большей.

Водные потоки и размываемый грунт, перемещаемый и откладываемый потоком материал, являются системообразующими компонентами эрозионно-русловых систем, а эрозионно-аккумулятивные процессы есть сущность их взаимодействия (рис. В2). В процессе взаимодействия (обмена энергией, веществом и информацией) в системе появляются новые состояния и свойства. Размываемый материал частично или полностью переходит в состояние «наносы»; часть наносов образует взвесь, и поток становится взвесенесущим. Благодаря эрозионно-аккумулятивному процессу изменяются характеристики водных потоков, так как изменяются физические свойства воды при ее насыщении твердым материалом и гидравлические сопротивления движению потоков. Это отражается на механизме воздействия потоков на подстилающую поверхность. При этом пространственно-временные изменения характеристик водных потоков (их водности, скорости) изменяют характеристики самих процессов, их интенсивность, формы проявления и т.д. Аналогичные взаимоотношения существуют между процессами и размываемым материалом: первые его изменяют, он трансформируется в наносы, и в нем появляется аккумулятивная составляющая. Поэтому поверхность раздела сред представляет собой эрозионно-аккумулятивный рельеф, который в разных частях системы имеет свои характеристики и в виде обратной связи воздействует на динамику водного потока и ход эрозионно-аккумулятивных процессов.

Пространственная дифференциация эрозии, транспорта, аккумуляции наносов или их одновременное проявление определяют неодинаковые экологические и социально-экономические последствия проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в различных звеньях сети водных потоков в ЭРС разных рангов. На антропогенно нарушенных, в том числе сельскохозяйственных, землях эрозия почв и оврагообразование создают негативные условия для жизни, деятельности и жизнеобеспечения людей; для их предотвращения требуется применение противоэрозионных и водоохраных мер. На реках на первый план

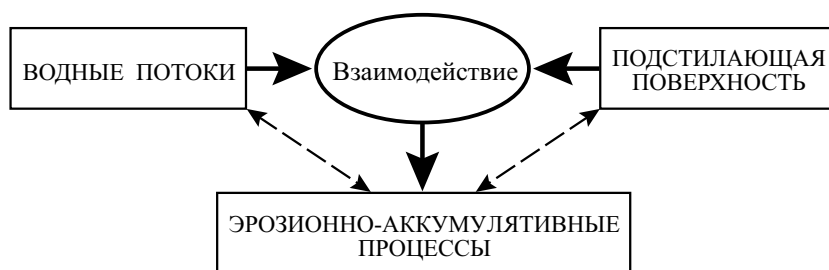


Рис. В.2. Компонентная структура эрозионно-русловых систем

выдвигаются учет русловых процессов при проектировании, строительстве и проведении регуляционных работ, предотвращение неблагоприятных проявлений как эрозии (размыва дна и берегов), так и аккумуляции наносов, использование в желательном направлении (например, для увеличения глубины на перекатах судходных рек) самой работы речного потока. Вместе с тем хозяйственная деятельность приводит иногда к таким преобразованиям речных русел, которые отрицательно сказываются на экологическом состоянии и самих рек, и прибрежных территорий.

Таким образом, единство эрозионно-аккумулятивных процессов и взаимосвязь разных звеньев в сети водных потоков обуславливают существование и функционирование *эрозионно-русловых систем, представляющих собой совокупность взаимосвязанных форм рельефа и процессов, обусловленных воздействием водных потоков на земную поверхность*. Н.Б. Барышников [2008] называет их саморегулирующимися системами «бассейн — речной поток — русло». В свою очередь процесс, функционирующий в ЭРС, и его компоненты являются единой цепью явлений, объединяющих эрозию (отрыв частиц от поверхности водным потоком), перемещение (транспорт) формирующихся наносов и их аккумуляцию. Вблизи границы ЭРС, которую можно идентифицировать с границей бассейна реки, выделяются зоны преобладания эрозии (верхняя часть склона, овражные системы) и аккумуляции наносов (устьевой бар реки). Остальная часть системы — это область преимущественного транспорта и переотложения наносов, в пределах которой в разных звеньях, на разных структурных уровнях и в разных пространственных соотношениях наблюдаются эрозия, транспорт и аккумуляция наносов.

Экологически значимые связи в эрозионно-русловых системах обуславливаются обменом веществом и энергией между различными звеньями системы и в меньшей мере изменениями условий функционирования каждого звена под влиянием развития или изменений в функционировании остальных звеньев. Характер и направленность этих связей во многом зависят от климатических и ландшафтных условий, территориальные и временные изменения которых по-разному отражаются на «внутрисистемных» отношениях. Изменения климата приводят к значительным перестройкам эрозионно-русловых систем. Еще более значима роль антропогенных преобразований ландшафтов. Хозяйственное освоение (расчистка лесных и пастбищных склонов) многократно увеличивает интенсивность эрозии почв и приводит к изменению знака баланса наносов в руслах малых рек, вследствие чего происходит их заиление, меняется соотношение бассейновой и русловой составляющих стока взвешенных наносов. Вместе с тем большая часть оврагов имеет антропогенное происхождение [Овражная эрозия, 1989].

Эрозионно-русловые системы относятся к каскадным системам с преобладанием прямых связей, согласованных с «направлением» последовательного перемещения вещества от звена к звену, над обратными. Между звеньями активной компоненты (водных потоков) они однонаправлены, тогда как между соответствующими им составными частями эрозионно-аккумулятивных процессов действуют прямые и обратные связи. Прямые связи определяются формирующимся в процессе эрозии потоком наносов; через него эрозия почв на склонах и овражная эрозия воздействуют на русловые процессы. С другой стороны, русловые деформации как форма проявления русловых процессов являются важнейшим фактором формирования наносов в руслах, что определяет единственную значимую обратную связь в ЭРС. Так, размыв берегов может уничтожить часть склона долины, и на его месте сформируется пойма, на которой идет аккумуляция наносов,

поступающих с затопляющими ее полыми водами со склонов долины и из оврагов. Увеличение крутизны и уничтожение растительности на подмытом склоне приводит к локальному усилению эрозии почв и активизации оврагообразования.

Сила и количество связей снижаются с увеличением «системной удаленности» звеньев друг от друга, т.е. влияние верхнего звена — эрозионно-аккумулятивных процессов в ЭРС, соответствующих склоновым водосборам, убывает в ряду «овраги — балки — реки — устья рек». В то же время взаимосвязи в эрозионно-руслowych системах зависят от их территориальной структуры и взаиморасположения их отдельных элементов. Так, если водосбор оврага на 90–100% представлен склонами, то по мере роста порядка реки относительная площадь склонов, непосредственно примыкающих к руслу и поставляющих в него наносы, быстро убывает. В устье реки дельта (особенно на открытом взморье) полностью лишена контактов со склонами.

Взаимовлияния внутри эрозионно-руслowych систем связаны с ландшафтной обстановкой и степенью ее антропогенной преобразованности. Так, доля склоновых наносов в стоке наносов горных рек ниже, чем равнинных, интенсификация эрозии почв в большей степени сказывается на равнинных реках. Взвешенные наносы имеют, как правило, бассейновый генезис, представляют собой продукты эрозии почв, влекомые наносы — это часто результат только русловых деформаций. На равнинных реках соотношение между составляющими стока наносов колеблется в больших пределах в зависимости от конкретных природных условий, в которых находятся ЭРС. Для рек лесной зоны типично преобладание в потоке наносов руслового происхождения, для степных рек — бассейнового. Наносы руслового генезиса, как правило, более крупные (песок, галька), наносы, поступающие с водосборных территорий, — более мелкие (ил, глина). Среднее многолетнее содержание в речных водах мелких частиц закономерно возрастает в направлении с севера на юг [Маккавеев, 1986; Лю Шугуан, Чалов и др., 2001], чему способствует преобладание в южных равнинных районах лессов и лессовидных отложений, а также их приуроченность к зонам наиболее активного развития антропогенной ускоренной эрозии почв.

Региональные изменения соотношений бассейновой и русловой составляющих стока взвешенных наносов сопровождаются трансформацией наносов вдоль речных систем. На южных реках (с большим стоком взвешенных наносов) доля влекомых наносов невелика (в пределах нескольких процентов и менее 1%). Она увеличивается вниз по течению рек, текущих с юга на север, и уменьшается с севера на юг и от гор к равнинам. Пересечение реками горных массивов сопровождается увеличением доли стока влекомых наносов. В низовьях рек, где происходит направленная аккумуляция наносов, доля стока влекомых наносов уменьшается более интенсивно, поскольку более крупный материал выпадает прежде всего из транзитного перемещения. На реках с большим стоком наносов это приводит к накоплению наносов в руслах и повышению отметок их дна.

Особенно заметны последствия направленной аккумуляции наносов на малых реках, которые чутко реагируют на активацию эрозионных процессов в верхних звеньях ЭРС и изменения условий формирования стока воды. Их русла пересыхают вследствие понижения уровня грунтовых вод, заиливаются и деградируют, что характерно для степной и лесостепной зон. Малые реки гумидной зоны многоводны и в меньшей степени подвержены заилению; в аридных областях маловодность рек способствует их деградации. Большие реки более устойчивы к изменениям водности и стока наносов. Например, снижение стока наносов р. Хуанхэ на 30%

после проведения в ее бассейне противоэрозионных мер не привело к изменениям эрозионно-аккумулятивных процессов в русле [Чалов и др., 2000]. Единство эрозионно-аккумулятивного процесса в эрозионно-руслowych системах, трансформация соотношения его компонентов при изменении ранга ЭРС обуславливают их неодинаковую устойчивость по отношению к естественным и антропогенным изменениям природной среды, непосредственным техногенным воздействиям на склоны и русла малых, средних и больших рек. Соответственно в одной и той же ЭРС высокого ранга можно встретить чрезвычайно неблагоприятную ситуацию, вызванную эрозией почв, развитием оврагов, заилением и деградацией малых рек, и вполне благополучную обстановку, обусловленную русловыми процессами, на больших реках.

Становление, история и перспективы развития теории эрозионно-руслowych систем

В 1953 г. в институте географии АН СССР Н.И. Маккавеев защитил докторскую диссертацию на тему «Эрозионно-аккумулятивные процессы и рельеф русла реки», а в 1955 г. вышла из печати его книга «Русло реки и эрозия в ее бассейне». Эти два события можно считать началом становления нового научного направления в географии, развивающегося на стыке гидрологии, геоморфологии и почвоведения, которое вскоре было названо учением о едином эрозионно-аккумулятивном процессе. В свою очередь, это учение явилось методологической основой флювиальной геоморфологии, а его развитие привело к созданию теории эрозионно-руслowych систем.

Запросы практики нередко выступают отправным пунктом для формирования новой отрасли знаний. Если эти вопросы связаны с использованием природных ресурсов или предотвращением неблагоприятных и опасных природных процессов, ее становление зачастую начинается в рамках разработки инженерно-технических и агротехнических проблем и лишь затем становится предметом исследования фундаментальных наук. Именно так возникли и интенсивно развиваются эрозия и русловедение. Они зародились во второй половине XIX в., первая — в связи с усилением эрозии почв и необходимостью разработки научно обоснованных мер борьбы с ней, вторая — как следствие бурного развития водного транспорта и необходимости регулирования русел рек для обеспечения судоходных глубин, повышения надежности и безопасности водных путей. Но свое собственное название обе науки получили лишь 100 лет спустя, когда уже возникло и развивалось интегрирующее их маккавеевское учение о едином эрозионно-аккумулятивном процессе, причем и они, и учение оказались в цикле географических наук, хотя и тесно связанными с соответствующими разделами технических и сельскохозяйственных дисциплин.

Такое состояние сохранялось до середины XX столетия. Именно тогда в монографии Н.И. Маккавеева «Русло реки и эрозия в ее бассейне» [1955] впервые с единых методологических позиций была рассмотрена работа всех водных потоков на земной поверхности. Книга открыла новую страницу в познании процессов и явлений, связанных с взаимодействием водных потоков и подстилающих их грунтов. Впервые все они были рассмотрены во взаимосвязи и взаимозависимости — от эрозии почв на склонах, вызванной потоками воды, образующимися при выпадении дождей и таянии снега, до русловых процессов на крупнейших реках и в устьях рек. *Вся совокупность процессов впоследствии стала называться единым эрозионно-аккумулятивным процессом, а вместе с созданными формами рельефа была*

она объединена понятием *эрозионно-русовые системы (ЭРС)*. Книга Н.И. Маккавеева стала теоретической основой вновь созданного учения о едином эрозионно-аккумулятивном процессе и положила начало формированию новой географической научной школы. Ее организационному оформлению в 1969 г. в Московском университете в научно-исследовательскую лабораторию эрозии почв и русловых процессов, которой впоследствии было присвоено имя ее основателя и первого научного руководителя профессора Н.И. Маккавеева (1908–1983), предшествовало последовательное развитие на географическом факультете под руководством Н.И. Маккавеева исследований эрозионно-аккумулятивных процессов и форм их проявления. До работ Н.И. Маккавеева (еще со второй половины XIX в.) каждый из этих процессов (эрозия почв, овражная эрозия, русловые процессы) изучался отдельно друг от друга в земледелии, гидротехнике и речной гидравлике вне их взаимосвязи и чаще всего только для решения конкретных практических задач: научные знания об эрозии почв развивались в связи с проблемой защиты почв от эрозии, о русловых процессах — как следствие необходимости регулирования русел для повышения надежности и безопасности гидротехнических сооружений и водных путей.

Н.И. Маккавеев еще в конце 1930–1940-х гг. обратил внимание на географическую сущность эрозионных и русловых процессов, на существующие между ними связи и необходимость учета природных условий и естественных закономерностей их развития при решении практических задач. В конечном счете такой подход привел его к созданию нового научного направления, развивающегося как географическая дисциплина на стыке гидрологии, геоморфологии и почвоведения, но на широкой географической основе — учения об эрозионно-аккумулятивных процессах.

Формирование новой научной географической школы как объединения ученых, занимающихся общей фундаментальной проблемной и ее прикладными аспектами на основе единого методологического подхода, началось с приходом Н.И. Маккавеева в 1953 г. в Московский университет, где первым его организационным детищем явилась лаборатория экспериментальной геоморфологии (в качестве научного подразделения кафедры геоморфологии), которая сначала работала как полевая установка в пойме р. Москвы возле г. Можайска, а затем была переведена на постоянной основе в гидрокорпус МГУ. На лабораторных моделях были выполнены уникальные экспериментальные исследования процессов развития продольного профиля рек вследствие изменений их водности, тектонических движений, колебаний базиса эрозии и механизмов формирования речных излучин.

В 1957 г. Н.И. Маккавеевым была организована первая русловая экспедиция на Северную Двину, положившая начало географическим исследованиям русловых процессов. Затем последовало изучение русловых процессов на Оби (1961–1962, 1966–1968), Амударье (1966–1968), горных реках Западного Закавказья (1963–1966); в 1969 г. были начаты работы на р. Лене. На больших равнинных реках эти работы были связаны с решением традиционной для русловых исследований задачи — регулированием русел для улучшения водных путей. На горных реках Кавказа они были принципиально новыми по постановке, методам и результату. Речь шла об определении стока наносов рек как источника питания материалом черноморских пляжей, условий его формирования и перемещения горными реками, гидравлической сортировки и измельчения. По существу все эти частные на первый взгляд задачи объединялись единой проблемой изучения склоновых и русловых процессов вплоть до устьев горных рек. Такая формулировка проблемы привела

к идее создания стационаров по наблюдениям за динамикой склонов, русел малых водотоков в горах и больших горных рек. В организации сети стационаров непосредственное участие принимал Н.И. Маккавеев. Они успешно функционировали около 30 лет — вплоть до 1990 г.

В 1965–1966 гг. Н.И. Маккавеев положил начало еще одному направлению русловых исследований — изучению механизма формирования россыпей полезного компонента (горного хрусталя, а затем золота), разработке методов прогнозирования положения россыпей и их коренного источника на основе теории русловых процессов. При этом россыпь впервые стала рассматриваться как результат транспортировки россыпеобразующих частиц сначала по склонам, а затем русловым потоком в зависимости от его режима, морфологии русла и гидравлических характеристик потоков. Эти работы выполнялись в своеобразном триединстве: натурное изучение россыпесодержащих рек и временных водотоков — анализ геологоразведочной документации по россыпям и их коренным источникам — экспериментальные исследования на лабораторных моделях.

1968–1969 гг. ознаменовались возникновением еще двух направлений исследований, замкнувших цепочку изучения явлений в рамках единого процесса. В 1968 г. Н.И. Маккавеев организовал эрозионно-селевую экспедицию, «эрозионная» часть которой через год вошла в состав вновь созданной лаборатории. Были начаты исследования эрозии почв на сельскохозяйственных землях Северного Кавказа для обоснования и разработки генеральных схем противоэрозионных мероприятий

Тогда же начались исследования русловых процессов в устьях рек. Их целевое назначение было также воднопутейским — обоснование мероприятий по углублению судовых ходов на границе река — море и в дельтах рек. Первым объектом стала южная часть Тазовской губы с устьями рек Таза и Пура.

Группы исследователей, выполнявшие все упомянутые работы, были собраны Н.И. Маккавеевым и работали под его непосредственным научным руководством; большинство сотрудников были его аспирантами или соискателями. К ним следует добавить группу, занимавшуюся изучением овражной эрозии (ее возглавлял Б.Ф. Косов), идеологически тесно связанную с работами Н.И. Маккавеева.

К моменту организации лаборатории (постановление Государственного комитета по науке и технике СССР от 2 января 1969 г.) уже функционировали все исследовательские группы, вошедшие в ее состав. Причем сам факт организации лаборатории представлял юридическое оформление школы в виде проблемной лаборатории.

Направления научных исследований лаборатории на современном этапе: теоретическое и экспериментальное (лабораторное и натурное) изучение механизмов эрозионных и русловых процессов, их проявлений в различных природных условиях и взаимосвязей в системе «временные склоновые — временные русловые — русловые потоки»; разработка моделей функционирования эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах речного водосбора, методов математического и компьютерного моделирования эрозии почв, овражной эрозии и русловых процессов; оценка экологического состояния эрозионно-русловых систем и их устойчивости к антропогенным нагрузкам; разработка научных основ и обоснование мер борьбы с эрозией почв и овражной эрозией, методов регулирования речных русел с учетом требований обеспечения гео- и гидроэкологической безопасности.

За время существования школы под непосредственным руководством и при участии Н.И. Маккавеева, а затем его учениками, последователями и учениками его учеников были сформулированы общие законы единого эрозионно-аккумулятив-

ного процесса, разработана теория эрозионно-русловых систем, выявлены механизмы взаимосвязей функционирующих в них процессов. На основе многолетних стационарных работ создана концепция сопряженного развития эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейне реки. Наряду с этим проводились исследования явлений, составляющих единый процесс, выполнялись крупные теоретические и региональные обобщения, интегрирующие формы проявления эрозии почв, овражной эрозии, русловых и устьевых процессов. *В области изучения эрозионных процессов* разработаны научные основы эрозиоведения как отрасли знаний, предложена гидрофизическая модель эрозии почв, описывающая процессы в широком диапазоне гидравлических параметров, что характерно для мелководных склоновых потоков, разработаны методы расчета и прогноза эрозии почв и оценки эрозионной опасности земель в различных природных условиях и в зависимости от сочетания природных и антропогенных факторов. Введено понятие потенциала овражной эрозии, обоснованы его параметры и разработаны методы прогноза развития оврагов на сельскохозяйственных и урбанизированных территориях, выполнена региональная оценка оврагообразования и современной опасности овражной эрозии, предложена динамическая модель оврагообразования. Выявлены закономерности развития эрозионно-аккумулятивных процессов на малых водосборах и установлена их роль в формировании стока наносов, заиления и обмеления рек. В ходе этих исследований разработана методика использования изотопа ^{137}Cs чернобыльского происхождения для оценки интенсивности смыва почв и перераспределения наносов, которая вошла в «Руководство по оценке эрозии почв и аккумуляции, используя естественные и искусственные радионуклиды», изданное МАГАТЭ в 2002 г.

В области изучения русловых процессов разработана их географическая концепция и установлены пространственные закономерности их проявлений в зависимости от природных условий; на их базе обоснованы теория и методология русловедения как самостоятельной гидролого-географической дисциплины, созданы информационная система «Реки России: динамика потока, наносы, русловые процессы» и схема районирования территории России и сопредельных стран по русловому режиму рек. Определены критерии развития русел рек разных типов в зависимости от кинетичности и мощности потока, стока наносов, соотношения в нем взвешенной и влекомой составляющих и форм транспорта. Выявлена специфика антропогенных изменений речных русел в различных природных условиях под влиянием непосредственных техногенных воздействий на русла и изменений факторов русловых процессов, определены условия устойчивости русел к антропогенным нагрузкам, необратимости их трансформации. Разработана концепция географии и геоморфологии пойменно-русловых комплексов. Установлены закономерности дельтообразования и русловых процессов в устьях рек арктического побережья, других регионов, в том числе Волги и Терека в условиях колебаний уровня Каспийского моря. В результате разработана геоморфологическая концепция формирования речных дельт, рассматривающая их как формы рельефа, дана оценка гидролого-экологического состояния устьевых областей России; создана электронно-справочная база гидролого-морфологических данных по устьям рек. Впервые в мировой практике примененный при изучении русловых процессов картографический метод реализован в публикации карт русловых процессов на территории бывшего СССР, его европейской части и Алтайского региона, эколого-русловых карт в «Экологическом атласе России», при составлении карт опасности русловых процессов. Карты русловых процессов впервые представ-

лены в региональном «Атласе Ханты-Мансийского автономного округа» и в «Национальном атласе России».

На основе усовершенствованных методов и подходов были составлены и частично изданы карты эрозионно-опасных земель, овражности, опасности овражной эрозии. Последние вошли в «Атлас природных и техногенных катастроф» и также в «Национальный атлас России». Даны оценки экологического состояния регионов в связи с развитием эрозии почв, оврагообразованием и опасными проявлениями русловых процессов, в том числе под влиянием антропогенных факторов. Одновременно проводились широкомасштабные региональные исследования для решения конкретных практических задач: защиты почв от эрозии, регулирования речных русел и морских устьев рек, поисков россыпных месторождений в аллювиальных отложениях.

К перспективным фундаментальным научным исследованиям в рамках научной школы относятся:

- математическое и компьютерное моделирование эрозионно-русловых систем в целом, эрозии почв, овражной эрозии и русловых процессов;
- обоснование долгосрочных прогнозов эрозионных и русловых процессов на глобальном, региональном и бассейновом уровнях, в том числе в условиях антропогенных воздействий различной интенсивности и глобальных изменений климата;
- геоэкологическая оценка эволюции эрозионно-русловых систем в условиях природно-антропогенных изменений природной среды и климата;
- развитие теории эрозии- и русловедения и их составных частей (географического, гидрофизического, агротехнического эрозиоведения, географического, экологического, инженерного русловедения);
- экспериментальное и натурное изучение транспорта, перераспределения наносов в потоках малой глубины и моделирование процессов горизонтальной миграции загрязняющих веществ, транспортируемых совместно с наносами;
- разработка методов прогноза эрозионных и русловых процессов (включая эрозию на склонах, овражную эрозию и деформации русел постоянных водотоков) при различных сценариях климатических изменений на основе палеореконструкций.

Основные направления прикладных исследований:

- разработка и научное обоснование методов и приемов предотвращения ускоренной эрозии почв, интенсивного оврагообразования, регулирование русел в различных природно-антропогенных условиях для различных отраслей экономики (сельское хозяйство, речной транспорт, водоснабжение, нефтегазодобыча и др.) в условиях новых форм и приемов хозяйственной деятельности;
- создание прогнозного ГИС-комплекса эрозионных и русловых процессов для оценки экологических последствий и автоматизированного проектирования природоохранных мероприятий;
- создание математических компьютерных моделей эрозионных и русловых процессов для применения в различных природно-хозяйственных условиях;
- разработка методических указаний и руководств для оценки состояния водных и земельных ресурсов и разработка мероприятий по их использованию в районах активного проявления эрозионных и русловых процессов.

Глава 1

ВОДНЫЕ ПОТОКИ, ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫЕ СИСТЕМЫ

1.1. ЗАКОНЫ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ Н.И. МАККАВЕЕВА И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Взаимосвязь эрозионно-аккумулятивных процессов обуславливает неразрывность развития во времени в разных звеньях эрозионно-русловых систем, составляющих их процессов и форм рельефа: склоны — эрозия почв; овраги и балки — овражная эрозия; русла рек — русловые процессы; устья рек — аккумуляция наносов. В то же время пространственно они либо отделены друг от друга (на склонах, в оврагах и балках), либо проявляются только вместе (русла рек). Вблизи границ всей ЭРС, которую можно идентифицировать с бассейном реки, также выделяются зоны абсолютного преобладания эрозии (верхняя часть склона) и аккумуляция наносов (устьевой бар реки); остальная часть системы (бассейн) — область преимущественного транспорта и переотложения наносов, в пределах которой в разных звеньях, на разных структурных уровнях и в разных пространственных соотношениях наблюдаются все составляющие ЭАП явления.

ЭАП, с одной стороны, имея геоморфологическое проявление в виде флювиальных форм рельефа, с другой — завершая цепь гидрологических явлений, представляют собой, по существу, результат воздействия стока воды на земную поверхность и формирования стока наносов как его следствия. Это определяет то, что ЭАП являются объектами исследований и геоморфологии, и гидрологии суши. Отличие в подходах при их изучении заключается в том, что в геоморфологии акцент делается на конечный результат процесса, а в гидрологии — на его механизмы. В этом заключается подчеркнутый еще Ф. Энгельсом [1969, с. 218] «переход одной из наук в другую», как существующая «между ними связь, непрерывность, так и различие, дискретность обеих».

Единство эрозии, транспорта и аккумуляции наносов как составных частей ЭАП, взаимосвязь и взаимообусловленность ЭАП в различных звеньях ЭРС составляют два наиболее общих закона учения о едином эрозионно-аккумулятивном процессе, его методологическую основу. Сущность этих законов была раскрыта Н.И. Маккавеевым [1955] в монографии «Русло реки и эрозия в ее бассейне», уже само название которой отражает содержание одного из них. На фоне проявления этих наиболее общих законов, определяющих функционирование ЭРС и их звеньев, Н.И. Маккавеев установил еще пять универсальных для всей системы и совокупности составляющих их процессов законов, раскрывающих ход самих процессов во всех их звеньях: нелинейности связей, факторной относительности, взаимной обусловленности потока и подстилающей поверхности, ограниченности морфологических комплексов (последние два были сформулированы М.А. Великановым [1946, 1949] применительно к русловым процессам, но Н.И. Маккавеевым они были распространены на все эрозионные процессы на водосборах) и автоматического регулирования транспортирующей способности потока [Маккавеев, 1986]. Эти законы дополняются восьмым законом — дискретности и континуальности проявлений эрозионно-аккумулятивных процессов [Чалов, 2008]. Представление о дискретности (прерывности) впервые было обосновано для русловых процессов

Н.Е. Кондратьевым [1953], отметившим в то же время, что дискретные свойства системы «поток — русло» неразрывны со свойствами сплошной среды, т.е. имеет место непрерывность всей системы. В наиболее полном виде этот подход был сформулирован А.Ю. Сидорчуком [1992, с. 6] как принцип континуальности русловых процессов, заключающийся в «непрерывности... руслового потока и поля отметок дна речного русла, взаимосвязанности и взаимопереходах отдельных форм русла». Р.С. Чалов [2008] предложил рассматривать дискретные и континуальные свойства всей системы ЭАП (от эрозии почв на склонах до русловых процессов) не только в пространственном, но и во временном проявлении.

Взаимосвязь и взаимообусловленность проявления всех видов эрозионно-аккумулятивных процессов, сопряженность их развития во всех звеньях сети водных потоков составляет содержание первого общего закона эрозионно-аккумулятивных процессов. Он проявляется в соотношении развития эрозионных процессов на водосборе и процессов врезания реки (рис. 1.1). Врезание реки и углубление ее долины сопровождаются увеличением эрозионного расчленения бортов долин малыми реками и овражно-балочной сетью, усилением эрозии нерусловых потоков на склонах. Это в свою очередь является причиной повышенного поступления наносов в русла рек из притоков, со склонов и в целом со всей водосборной площади (в том числе за счет нефлювиальных процессов, которые активизируются при понижении отметок дна долины по отношению к водоразделам). В результате интенсивность врезания реки замедляется. В то же время развитие эрозии и денудации обуславливает выполаживание склонов и понижение поверхности водосбора относительно реки. Уменьшение вертикального расчленения рельефа сопровождается убыванием количества материала, поступающего в реки, и они вновь начинают более интенсивно врезаться. Новое увеличение глубины долины способствует активизации эрозионных и склоновых процессов на водосборе, поступления наносов в речную сеть и снова замедляет врезание реки. Естественно, что эти явления наблюдаются синхронно. Изменения в их соотношении могут быть вызваны сменой физико-географической обстановки (климата, почвенно-растительного покрова), знака и интенсивности тектонических движений. При ее относительной стабильности взаимосвязь и взаимообусловленность всего комплекса эрозионно-аккумулятивных процессов обуславливает саморегулирование в развитии системы «река — водосбор».

На фоне глобальной взаимосвязи и взаимообусловленности работы водных потоков во всех звеньях наблюдаются их частные проявления. Продукты эрозии

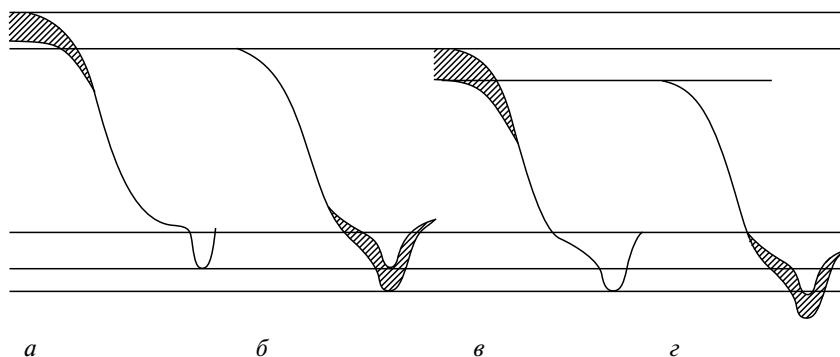


Рис. 1.1. Последовательное развитие эрозии поверхности водосбора (а, в) и врезания реки (б, г)

почв поступают в овражно-балочную сеть и реки; чем меньше река, тем больше доля материала, поступившего со склонов при смыве почв, в общем стоке наносов. Например, в бассейне Дона в руслах и на поймах малых рек годовой слой аккумуляции наносов — продуктов смыва с распаханых земель составляет при длине рек 10–25 км от 3 до 20–50 мм, в среднем 6–12 мм; при длине рек 26–50 км от 0–0,5 до 9–13 мм, в среднем 1–6 мм; при длине рек 51–100 км — от 0–0,2 до 1,8–3 мм, в среднем 0,8–1,6 мм; при длине рек более 100 км — меньше 1 мм. Активизация эрозии почв в бассейнах рек на рубеже XIX–XX столетий сказалась на общем обмелении рек в верхнем и даже среднем течении Оки [Беркович, 2001] и Дона [Поляков, 1930]. Выносы наносов из оврагов нередко разгружаются непосредственно в реки. В среднем течении Днестра ежегодно в русло из оврагов поступает 8–9 тыс. т наносов. На Дону в начале XX в., когда в бассейне реки была отмечена интенсификация овражной эрозии, в русло поступало около 3 млн м³ твердого материала; в конце XVII столетия — 2,5 млн м³, во второй половине XX в. — около 2 млн м³ в год [Зорина и др., 1980]. Реки, подмывая коренные берега, способствуют активизации на них овражной эрозии, создают условия для роста береговых оврагов. Это же приводит к увеличению крутизны склонов, что, в свою очередь, является фактором интенсификации эрозии почв.

Единство и взаимосвязь эрозии, перемещения (транспорта) и аккумуляции наносов (второй закон ЭАП) составляет сущность эрозионно-аккумулятивных процессов и определяет механизм их проявлений на склонах, в овражно-балочной сети и в руслах рек.

Содержание закона по существу определяется самим понятием «эрозионно-аккумулятивные процессы»: эрозия — перемещение (транспорт) — аккумуляция минеральных частиц (наносов) являются составными частями единого процесса. Если происходит эрозия грунта, то поступившие в поток частицы, образуя наносы, рано или поздно на большом или меньшем расстоянии от места поступления будут отложены, образуют аллювиальные, делювиальные или пролювиальные накопления. Аккумуляция наносов, таким образом, невозможна без эрозии и перемещения потоком смытых частиц. О «чистом» проявлении эрозии или аккумуляции можно говорить только применительно к самым крайним точкам всей системы водных потоков: в самой верхней части склона происходит только эрозия — смыв почвы или грунта; только аккумуляция наносов наблюдается у морского края устьевого бара реки. В основном процессы эрозии, транспорта наносов и аккумуляции настолько переплетены, что разграничить области их развития невозможно. Например, на конусе выноса оврага в период функционирования временного водотока происходит накопление пролювиального материала; в остальное время на том же конусе выноса может происходить эрозия его поверхности дождевыми или тальными нерусловыми потоками. В отдельных случаях и с известной долей условности можно выделить участки, где преобладание эрозии или аккумуляции столь велико, что результат противоположного процесса оказывается подавленным. Так, в верховьях горных рек русло иногда представляет собой скальный «лоток», лишенный аллювиального ложа; напротив, в основном аккумулятивным образованием является дельта, хотя в ее пределах река осуществляет транспорт наносов, размыв берегов и дна. «В реках сопряженность эрозионных и аккумулятивных процессов проявляется наиболее наглядно. Трудно найти реку без аллювия» [Маккаев, 1981, с. 14]. На любой реке можно встретить интенсивно размываемые берега и недавно образовавшиеся аккумулятивные прирусловые отмели. Перемещение речными потоками относительно крупных наносов (донных, влекомых) осуществляется в виде

движения аккумулятивных гряд, у которых верховой пологий склон размывается, а низовой крутой представляет собой место их накопления. При этом последние выходят из транзита до тех пор, пока не окажутся в зоне смыва на верховом склоне гряды (рис. 1.2, *a*). Речные острова смещаются вдоль реки за счет размыва их оголовков и роста косы в устье; излучины смещаются вследствие синхронного размыва вогнутого (внешнего) берега и аккумуляции наносов у выпуклого (внутреннего) (рис. 1.2, *б*). Перемещение реками огромного количества твердого материала, врезание рек в земную поверхность или направленная аккумуляция наносов сопровождаются накоплением аллювиальных толщ. Их образование связано с формированием пойм, основу которых составляют обсыхающие в межень и закрепляющиеся растительностью прирусловые отмели (побочни, осередки, косы) (рис. 1.2, *в*). На пойме при ее затоплении в многоводную фазу режима происходит отложение взвешенных наносов; при размыве поймы эти отложения служат источником взвешенных наносов. Таким образом, между грядами как формами руслового рельефа, формами русла и пойменными массивами происходит постоянный

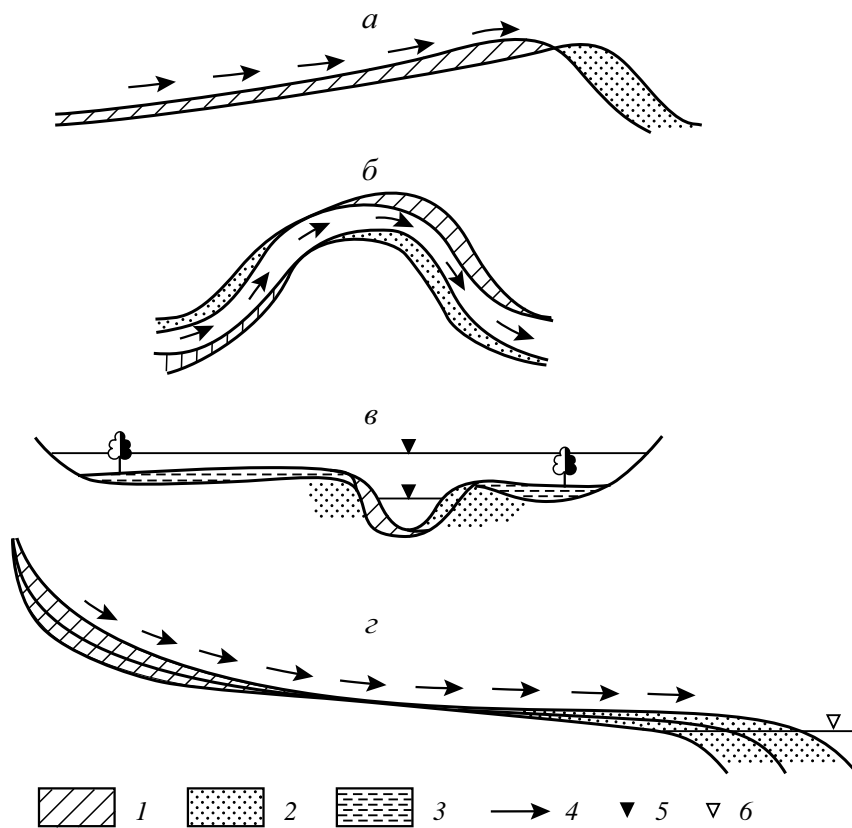


Рис. 1.2. Форма проявления закона единства эрозии, транспорта и аккумуляции наносов в речной долине (составляющих эрозионно-аккумулятивных процессов):

a — смещение гряд в русле; *б* — развитие излучин; *в* — образование поймы; *г* — развитие продольного профиля реки; 1 — размыв берегов, дна русла и пр.; 2 — аккумуляция наносов в русле реки; 3 — аккумуляция наносов на поверхности поймы; 4 — перемещение потоком наносов; 5 — уровни воды в реке; 6 — уровень приемного бассейна

обмен веществом, но время, в течение которого этот обмен осуществляется, изменяется от текущего для микроформ грядового движения наносов, измеряемого часами и сутками, до исторического (сотни — несколько тысяч лет) и более длительного геологического на уровне пойменных массивов, долины реки и ее продольного профиля. Чем выше структурный уровень проявления русловых процессов, тем больше вероятность консервации (захоронения) или депонирования (до последующего размыва и возвращения в транспорт) части наносов, превращение их в аллювиальные отложения и тем за более длительный промежуток времени они таковыми становятся, вплоть до полного прекращения взаимодействия с потоком и превращения в геологические образования (толщи).

Самый высокий уровень развития русловых процессов составляют река в целом и ее продольный профиль. Благодаря образованию и эволюции форм русла, аллювиальных форм руслового рельефа и поймы дифференциация по длине реки зон эрозии, транспорта и аккумуляции обычно не проявляется, и на всем ее протяжении происходят многократное переотложение перемещаемого материала, аккумуляция части наносов в русле и на пойме, вплоть до их консервации и образования аллювиальных толщ. Систематическое накопление наносов свойственно нижнему течению рек (рис. 1.2, з), где регрессивная аккумуляция является следствием их устьевого удлинения, колебаний уровня моря (базиса эрозии) или тектонических прогибов земной коры. Такая аккумуляция наносов реками прослеживается в течение вековых и геологических отрезков времени, и на ее фоне осуществляются периодические русловые деформации, обуславливающие многолетние или сезонные размывы и намывы берегов и дна рек. Наоборот, в среднем и особенно в верхнем течении рек на фоне сложного пространственно-временного переплетения процессов эрозии, транспорта и аккумуляции наносов за геологическое время происходит преимущественное их врезание, т.е. здесь имеет место преобладание эрозии над другими составляющими единого процесса.

Соприженность эрозии и аккумуляции лежит в основе русловых процессов. В зависимости от соотношения между ними находятся интенсивность и направленность обмена твердым веществом между потоком наносов и речными отложениями. Взаимная связь эрозии и аккумуляции наносов, соотношения между ними определяют направленность русловых деформаций, которые на каждом структурном уровне (в динамике продольного профиля реки, формировании морфологически однородных участков, эволюции и смещении форм русла и форм руслового рельефа, отрыве, перемещении и остановке отдельных частиц наносов) носят специфический характер, отличаясь по скорости процессов, значимости отдельных факторов в их развитии и пространственно-временным масштабам проявления.

Сходная картина наблюдается в оврагах (балках) и на склонах. Но если в реках эрозия, транспорт и аккумуляция наносов наблюдаются одновременно в пределах одной формы русла или руслового рельефа, на одном поперечнике и пространственное разграничение соотносится лишь с размерами всей реки (в верховьях преобладают процессы врезания, в низовьях — аккумуляции наносов), то для оврагов (балок) и склонов характерно четкое разделение по их длине зон эрозии, транспорта и аккумуляции наносов (рис. 1.3, А). В верхней части оврагов эрозия выражена наиболее отчетливо вследствие роста вершины оврага и водопадного эффекта. В устье оврага формируется конус выноса. В центральной части временный водный поток осуществляет транзит материала, поступающего из верховьев, со склонов оврага и с площади его водосбора. При этом поток в овраге при его периодическом появлении должен иметь такую транспортирующую способность

(определяемую его водоносностью и скоростью), которая обеспечивает не только транспорт наносов, формирующихся в период его существования, и материала, поступившего на дно при отсутствии потока, но и уничтожение появляющейся здесь растительности. В противном случае овраг заполняется наносами и превращается в балку.

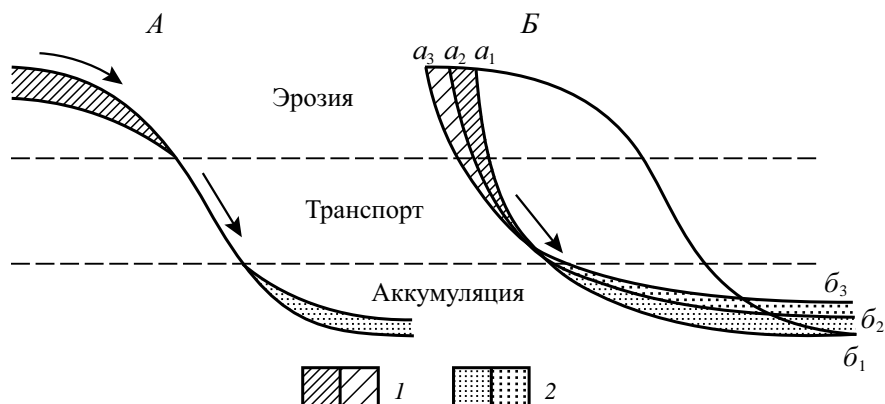


Рис. 1.3. Расположение зон эрозии, транспорта и аккумуляции наносов временными потоками: склоновыми нерусловыми (А), овражными (Б; a_1b_1, a_2b_2, a_3b_3 — последовательные положения продольного профиля оврага); 1 — зона размыва; 2 — зона аккумуляции

По мере развития оврага положение зон эрозии, транспорта и аккумуляции меняется, перемещаясь трансгрессивно (вниз) и регрессивно (вверх), если овраг зарождается в центральной части склона. Трансгрессивное развитие оврага приводит не только к врезанию в нижележащие участки склона, но и в ранее образовавшиеся конуса выноса. Если овраг возникает в нижней части склона, то местоположение конуса выноса не меняется. Он представляет собой скопление всего материала, вынесенного из оврага за все время его развития. При зарождении оврага в верхней части склона его смещение вверх (регрессивно) в целом невелико, происходит только за счет водопадного эффекта в вершине; две остальные зоны — транзита и аккумуляции (конуса выноса) смещаются вниз по склону.

Длина переноса вещества временными русловыми потоками достигает нескольких километров при развитии донных форм оврагов (по днищам балок и сухоловов). Длины оврагов могут несколько превышать длину склонов (сотни метров) за счет регрессивного роста их вершины, и овраг вклинивается в пределы пояса, где площадь водосбора становится меньше необходимой для формирования стока в овраге. Причем продукты овражной эрозии могут не образовывать аккумулятивные конуса, например, если устье оврага открывается в реку.

Временные нерусловые потоки осуществляют перенос смытого материала на короткие расстояния, равные длине склона (от нескольких метров до сотен метров). При этом имеет место достаточно четкое пространственное разграничение зон преимущественной эрозии, транспорта материала, поступающего сверху, и аккумуляции наносов (рис. 1.3, Б) от верхней части склона к его подножью, где формируется делювиальный шлейф. Нерусловые потоки производят рассредоточенную (плоскостную) эрозию, несмотря на то, что они фактически представляют собой сеть микроручейков, очень неустойчивых и постоянно мигрирующих по поверхности склона, и рассредоточенную аккумуляцию.

В отличие от временных нерусловых и русловых потоков реки как постоянные русловые потоки осуществляют перенос вещества на расстояния, соизмеримые с поперечником (Амазонка) или половиной поперечника материков (крупнейшие реки Европы, Азии и Африки). При этом, благодаря образованию и развитию форм русла, форм руслового рельефа и поймы дифференциация по длине реки, зон эрозии, транспорта и аккумуляции не проявляется, и на всем ее протяжении происходит постоянный обмен материалом между руслом, прирусловыми отмелями и поймой. Часть наносов выходит из транспорта, аккумулируясь в русле и пойме, и образует аллювиальные толщи. Систематическое накопление наносов на фоне местных размывов берегов и дна и формирования грядовых форм руслового рельефа возможно только в низовьях рек благодаря регрессивной аккумуляции наносов как следствие образования и выдвижения в море речных дельт (устьевого удлинения рек).

Если реки берут начало в горах, то в их верховьях, характеризующихся очень большими уклонами (десятки и сотни ‰), происходит только размыв ложа и вынос вниз по течению его продуктов и материала, поступившего со склонов, с образованием скальных лотков. Гидравлика потока и механизм транспорта наносов на горных реках с большими уклонами аналогичны временным водотокам в горах, вместе с которыми они составляют специфическую форму проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в горных странах [Литвин, Чалов, 1975].

На остальном протяжении рек, в том числе на их горных участках, можно говорить лишь об общем направленном развитии реки — преобладании процессов врезания или аккумуляции, которые охватывают длительные отрезки времени, соизмеримые с историческими или геологическими эпохами, затушевываясь непрерывным переотложением материала.

Устьевые процессы представляют собой особый вид эрозионно-аккумулятивных процессов. На устьевом взморье происходит постепенное затухание скорости потока и его конусообразное растекание, сопровождающееся направленной аккумуляцией наносов и образованием устьевого бара.

Преобладание эрозии, транспорта, аккумуляции наносов или их одновременное проявление на склонах, в оврагах и реках объясняет применение различных терминов, определяющих результат работы водных потоков в разных звеньях сети: у временных нерусловых и русловых потоков ведущим процессом является эрозия, выступающая в роли источника наносов для каждого следующего звена и деструктивного процесса, обуславливающего понижение отметок поверхности суши и ее расчленение. На реках пространственная дифференциация эрозионно-аккумулятивных процессов практически не проявляется или в значительной мере затушевывается. Понятие «речная эрозия» в этих условиях ограничивает содержание процесса одной его стороной и не отражает его сути. Поэтому работа речных потоков по эрозии, перемещению и аккумуляции наносов получила название «русловые процессы».

Развитие всех видов эрозионно-аккумулятивных процессов осуществляется в соответствии с *третьим законом (нелинейности связей) непропорциональности между количественными изменениями активных факторов процессов, с одной стороны, интенсивностью их проявления и транспортирующей способностью потоков — с другой*. Наиболее ярко этот закон проявляется через наличие квадратичной или кубической связи между расходом воды Q и эрозионно-транспортирующей способностью потоков, которую можно выразить через суммарный расход наносов W : $W = f(Q^m)$, где показатель степени $m > 1$ и зависит от состава грунтов,

на которые воздействует поток (при песчаном грунте $m < 2$, при галечно-валунном $m = 3$). Вместе с тем увеличение глубины (гидравлического радиуса) потока в соответствии с уравнением Шези $V = C\sqrt{hI}$ сопровождается ростом скорости потока, что обеспечивает увеличение его эрозионной способности.

Этот закон объясняет образование и развитие первичной эрозионной борозды на склоне, ее превращение сначала в промоину, а затем в овраг (Н.И. Маккавеев [1971] назвал это самовозбуждающимся процессом). За счет сосредоточения стекающей воды в борозде увеличиваются ее расход, а также глубина ручья. Первое резко повышает эрозионную способность потока, так как она растет по степенной зависимости по сравнению с линейным увеличением расхода воды (при увеличении Q в 2 раза W возрастает в 4 или 8 раз в зависимости от величины m : $m = 2$ или $m = 3$; второе обуславливает рост скорости течения в соответствии с формулой Шези. В итоге интенсифицируется эрозия, первичная борозда получает возможность дальнейшего углубления. Чем больше врезание и, следовательно, глубина борозды, тем больше водность потока, протекающего в ней, и тем активнее эрозионный процесс. Саморазвитие эрозионной формы рельефа стимулирует, таким образом, ее углубление и превращение в овраг. Рост последнего происходит бурно до тех пор, пока увеличение его размеров не приведет к соответствию площади водосбора критическому значению и не прекратится дальнейшее повышение расхода воды. Другими ограничивающими условиями могут быть достижение предельной глубины оврага, соответствующей глубине базиса эрозии, устойчивость к размыву горных пород, количество литогенного материала, поступающего на дно оврага с его бортов, и т.д.

Эрозионная и транспортирующая способность потоков растет также по мере увеличения неравномерности стока. Эта закономерность прослеживается особенно отчетливо у склоновых потоков: один сильный ливень влечет эрозию на порядок большую, чем потоки при равномерном затяжном дожде и таком же количестве осадков. Неравномерность стока обуславливает преимущественное развитие оврагов в лесостепной и степной зонах, где преобладают ливневые осадки. Суммарный эффект линейной эрозии больше по этой же причине для дождевых вод, чем для талых. В реках наиболее наглядно проявление этого закона обнаруживается при сравнении эффективности работы короткого половодья и длительной межени.

Слияние ручейков на склонах, потоков в оврагах и балках и потоков в речных системах (особенно одного или близких порядков) обычно сопровождается значительно большим ростом эрозионной и транспортирующей способности реки, чем ее водности. При прочих равных условиях это обуславливает убывание крутизны продольного профиля вниз по течению и наличие его перегибов в узлах слияния с притоками. Н.И. Маккавеев [1971] показал, что благодаря этому «реки, раз слившись, далее (вниз по течению) почти никогда не разъединяются. Если бы не было этой закономерности, гидрографическая сеть на нашей планете имела бы совершенно иной рисунок, в частности, образование крупных долин путем присоединения более мелких было бы редким явлением». Кажущееся нарушение этой закономерности наблюдается только в областях интенсивной аккумуляции наносов — на конусах выноса в предгорьях, в дельтах, т.е. там, где происходит сосредоточение потока и уменьшение его водоносности. Разветвление русел на рукава, внешне напоминающее разделение потоков вниз по течению, связано с формированием аккумулятивного рельефа речного русла, развивающегося вследствие грядового движения наносов и специфической кинематической структуры самого потока. Однако само явление разветвления русел в силу закона нелинейности

связей отражается в формировании мелководных (перекатных) и глубоководных (песовых) участков, приуроченных соответственно к узлам разделения потока на рукава и узлам слияния рукавов.

Четвертый закон эрозионно-аккумулятивных процессов — закон факторной отнесенности. Суть его заключается в неодинаковой и неодновременной реакции эрозионно-аккумулятивных процессов в разных звеньях водных потоков на изменения их водности, тектонических движений, колебания базиса эрозии и т.д. Н.И. Маккавеев первоначально применил этот закон к объяснению механизма террасообразования и накопления аллювия в речных долинах, связав его с направленными изменениями продольного профиля рек. Впоследствии он распространил его на все флювиальное рельефообразование от процессов эрозии в верхних частях склонов через ЭАП в овражно-балочной сети и в реках до их устьев. Исходя из формулы выработанного продольного профиля $QI = \text{const}$ эрозионная деятельность крупных рек, характеризующихся малой крутизной профиля и большой водностью, чутко реагирует на незначительные изменения уклонов (например, обусловленных колебаниями базиса эрозии, повышения/понижения водности и стока наносов). Малые реки, овражно-балочная сеть и эрозионные процессы, обусловленные нерусловыми склоновыми потоками, практически полностью контролируются условиями климата и растительности. Пример последнего — деградация и отмирание малых рек лесостепной и степной зон, связанные со сведением лесов, распашкой земель и, как следствие, увеличение выноса продуктов эрозии почв с территории водосборов в реки.

Пятый закон — закон взаимной обусловленности потока и русла — определяет направляющее влияние берегов и дна на характер течения потока и одновременно активное воздействие потока на дно и берега, приводящее к их постоянному изменению. Названный принципом взаимодействия потока и русла, этот закон впервые был сформулирован М.А. Великановым [1958, с. 54] следующим образом: «Русло и поток... становятся одним органически связанным комплексом, в котором русло отражает форму потока, а поток отражает форму русла». Однако фундамент закона был заложен раньше. Еще в 1896 г. Н.С. Лелявский писал о том, что формы русла управляют потоком, но «конфигурация дна находится в тесной зависимости от положения течения, которое есть единственный естественный двигатель, производящий все изменения» (цит. по: [1948, с. 156]).

Н.И. Маккавеев также относил этот закон к работе рек, т.е. к русловым процессам. Однако русло можно рассматривать в широком понимании — от собственно русла реки, вмещающего русловой поток, через балки, овраги и промоины, собирающие временные потоки, до микрорусел ручейковой сети на склонах и «безбрежного» русла склонового потока, бортами которого являются первичные формы микрорельефа склонов. Действительно, формирование оврагов обычно связано с наличием на склоне первичных борозд и углублений, привлекающих воду с соседних участков склона. Иными словами, линейная эрозия развивается при направляющем воздействии на распределение текущей воды на склоне его первичного микрорельефа и борозд ручейковой сети. Потеря оврагом русловой формы при равенстве уклона его тальвега в низовьях и уклона склона приводит к аккумуляции наносов и образованию конуса выноса, по поверхности которого растекается (распластывается) поток.

Активными факторами эрозионно-аккумулятивных процессов всегда являются водные потоки. Их характеристики (водность, или расход, глубина, скорость и т.д.) меняются как в сезонном, так и в многолетнем циклах, в последнем случае

под влиянием постоянно, но медленно происходящих изменений географических условий в историческом и геологическом временных разрезах. Это приводит к непрерывному изменению формы русла, которое практически моментально сказывается в особенностях течения. Перестройка форм русла (ложе потока) требует времени, которое тем значительнее, чем устойчивее русло по отношению к размыву, чем более прочные породы его слагают. По отношению к развитию речных русел это обстоятельство нашло отражение в выделении районов свободного и ограниченного развития русловых деформаций. В первом случае слабая устойчивость пород, слагающих ложе реки, и мелкий русловой аллювий обуславливают преимущественную роль потока в русловом процессе (поток управляет руслом). Реки при этом имеют широкопойменные русла, отличаясь наиболее полным развитием комплекса русловых форм, форм руслового рельефа и мощными толщами аллювиальных отложений.

В условиях распространения пород, противостоящих размыву (скальные, связные), даже поток, обладающий значительной энергией, иногда полностью «управляется» руслом. Наиболее полно ограниченные условия развития русловых деформаций проявляются у рек, прорезающих скальные кристаллические породы; интенсивность русловых деформаций здесь настолько мала, что их эффект обнаруживается только в геологическом масштабе времени; направления русла и долины следуют тектоническим нарушениям; долины часто бывают беспойменными, узкими, глубоко врезынными; террасы — высокоцокольными, часто лишенными аллювиального покрова, на многих участках долин они вообще не сохраняются. Соответствующие таким условиям русла называются врезынными; формы их руслового рельефа не отличаются разнообразием.

Закон взаимной обусловленности потока и русла тесно связан с *шестым законом — законом ограниченности морфологических комплексов*. Впервые применительно к русловым процессам его сформулировал М.А. Великанов [1948, с.13]: «В природе из бесчисленного количества возможных русловых образований осуществляется лишь ограниченное число относительно устойчивых форм таковых, что создает возможность геоморфологической классификации естественных русловых комплексов». Впоследствии он связал это с взаимоправлением потока и русла, которое приводит в результате всех деформаций к определенным, наиболее вероятным комбинациям между морфометрическими характеристиками русла и гидравлическими характеристиками потока. Н.И. Маккавеев распространил закон ограниченности морфологических комплексов на все эрозионно-аккумулятивные процессы, определив его сущность наличием «вполне определенных типов форм флювиального рельефа, характеризующихся устойчивостью при стационарном режиме эрозионного и руслового процессов» [Эрозионные процессы, 1984, с. 27].

Согласно этому закону русловые формы и формы рельефа, связанные с эрозионно-аккумулятивными процессами, относительно устойчивы и, следовательно, типичны, если они возбуждают такие явления в потоке, которые способствуют их возобновлению. В излучине русла всегда возникают такая структура потока и циркуляционные течения, способствующие сохранению или росту кривизны излучины в процессе ее смещения. Донная гряда, перемещаясь по руслу, сохраняет в спокойном потоке асимметричную форму благодаря вихревым течениям в подвале. Овраг на склоне способствует концентрации стока талой и дождевой воды, что, в свою очередь, обуславливает сохранение и дальнейшее развитие самого оврага. Вместе с тем возникает много вариаций форм, соответствующих различным стадиям развития морфологических комплексов, а также обусловленных перио-

дическими или направленными изменениями природных факторов эрозионных и русловых процессов (например, режима стока). Однако частные вариации, периодичность и стадийность процессов не могут изменить основного содержания самих комплексов.

Закон позволяет представить всю систему форм рельефа, созданных эрозионно-аккумулятивными процессами в реках (русловыми процессами) в виде иерархической лестницы, отдельными ступенями (звеньями) которой являются: долина реки — пойма — форма русла — грядовая форма руслового рельефа, соизмеримая с размерами русла, — мелкие гряды (микро- и ультрамикроформы) на дне потоков, непрерывно перемещающиеся и видоизменяющиеся под их воздействием. Первая в этой цепочке форма — речная долина — своей морфологией и строением отражает в интегральном виде изменения природных условий в пределах бассейна реки на протяжении всей истории ее развития. По существу она не имеет уже видимой связи с современным водным потоком на дне долины. Однако пока существует постоянный водный поток, обеспечивающий перемещение наносов, поступающих в него с территории водосбора, а также в результате размыва склонов долины и ложа реки, будет продолжаться и развитие долины в целом как наиболее крупной формы флювиального рельефа. Вместе с тем склоны долины и террасы уже перестают поддерживаться в своем развитии рекой (за исключением случаев подмыва склонов) и подвергаются воздействию многочисленных природных факторов, зачастую полностью видоизменяющих или даже уничтожающих первичный рельеф, созданный рекой. Пойма реки, превращаясь при ее врезании в надпойменную террасу, перестает быть той формой флювиального рельефа, которая постоянно создается рекой в процессе ее блуждания по дну долины. Однако вновь образовавшаяся терраса может быть уничтожена создавшей ее рекой в ходе горизонтальных деформаций — размыва берегов. Чем уже речная долина и больше ее глубина, тем вероятнее разрушение террас как самой рекой, так и нефлювиальными процессами. Это приводит к потере информации в геологической летописи истории развития долины.

Закон ограниченности морфологических комплексов позволяет наметить принципиальные схемы классификаций форм руслового и эрозионного рельефа, а также выявлять ведущие процессы, исследования которых особенно важны для познания механизмов эрозионно-аккумулятивных процессов во всех звеньях водных потоков — от склоновых до крупнейших рек.

Соотношение между эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов определяет баланс наносов и общую направленность эрозионно-аккумулятивного процесса в целом. Н.И. Маккавеев [1955] показал, что в основе развития флювиальных систем лежит закон *«автоматического регулирования» транспортирующей способности потока — седьмой закон ЭАП*: «На тех участках, где удельная транспортирующая способность потока недостаточна для транзита поступающих с вышележащего участка наносов, дно постепенно повышается до тех пор, пока в результате отложений уклон не возрастет до величины, обеспечивающий транзит наносов. Те же участки, где поток содержит наносов меньше, чем мог бы переносить, углубляются тем интенсивнее, чем больше дефицит насыщения потока наносами. По мере углубления уклон уменьшается, что вызывает увеличение уклона на вышележащем участке и возрастание транспорта наносов с верховьев» [1955, с. 189]. В верхней части склона поток характеризуется наибольшей транспортирующей способностью, несмотря на малый удельный расход воды, поскольку потоки имеют здесь наименьшую мутность. Вниз по склону по мере насыщения потока

наносами дефицит наносов сначала уменьшается, а у подножья склона сменяется их избытком. Если исходить из этих особенностей эрозионно-аккумулятивной деятельности неруслового стекания воды, следует ожидать, что склон в конце концов сnivelуруется. Пределом подобного выравнивания является субгоризонтальная плоскость. Однако интенсивность процесса выравнивания по мере уменьшения крутизны склона настолько ослабевает, что другие факторы начинают оказывать преобладающее воздействие на рельеф, поддерживая его неровности, несмотря на работу эрозии.

Трансформация эрозионного русла склонового ручейка в русло промоины, а затем оврага представляет собой отражение закона автоматического выравнивания транспортирующей способности потока, обуславливающего саморегулирование овражно-балочной подсистемы ЭРС и ее связь со склоново-эрозионной подсистемой. Этот закон проявляется в развитии всех эрозионно-аккумулятивных процессов, определяя их физическую сущность. Его основу составляет соотношение транспортирующей способности потока $W_{тр}$ и фактического расхода наносов W . Если $W_{тр} > W$, поток размывает подстилающую поверхность (ручейковая бороздина на склоне превращается в промоину, промоина — в овраг, происходит его углубление; на реках преобладает врезание), сток наносов возрастает, что проявляется в балансе наносов на участке склона (оврага, русла реки): $W_{i+1} = W_i + \Delta W$, где W_i и W_{i+1} — объем стока наносов в i -м и $(i+1)$ -м створах, ΔW — результирующая баланса. Если $W_{тр} < W$, происходит аккумуляция избыточного количества наносов, и тогда $W_{i+1} = W_i - \Delta W$, где знак «—» означает уменьшение количества транспортируемого материала за счет его отложения. Таким образом, увеличение или уменьшение W через механизм саморегулирования взаимодействия потока и русла приводит к понижению или повышению отметок дна русла и, соответственно, увеличивает или уменьшает глубину вреза, а через нее — поступление твердого материала из вышерасположенных ЭРС более низких рангов, что, в свою очередь, приводит к активизации или затуханию вертикальных деформаций. К аналогичным последствиям приводят изменения водности рек при сохранении неизменным стока наносов. При $W = \text{const}$ увеличение $Q_{ср}$ сопровождается ростом $W_{тр}$, вследствие чего возникает условие $W_{тр} > W$, и поток будет углублять свое русло (ручейка, оврага, реки); при снижении $Q_{ср}$ создается условие $W_{тр} < W$ и происходят аккумуляция наносов, заиление, вплоть до деградации русла. Поэтому саморегулирование в ЭРС обеспечивается прежде всего водностью потока (количеством талой или дождевой воды, поступающей на склон; изменением водности по длине потоков от склоновых до крупнейших рек и ее рассредоточением в дельтах и на конусах выноса; переносом большего или меньшего количества наносов из одной подсистемы в другую, из ЭРС низких рангов в ЭРС все более высоких рангов и т.д.).

Нарушение баланса наносов и изменение транспортирующей способности потока происходит также в пределах отдельных форм русла. На излучинах, которые возникают из-за неустойчивости прямолинейного движения потока, благодаря дифференциации скоростного поля и циркуляционных течений возникает дефицит наносов в одних частях русла и избыток по отношению к $W_{тр}$ в других, что определяет чередование по длине русла и в поперечном сечении зон размыва и аккумуляции наносов и является условием дальнейшего развития излучин. Этот эффект усиливается общим ростом $W_{тр}$ на излучине вследствие местного увеличения дифференциации скоростного поля, кинетической энергии и мощности потока, которая пропорциональна кубу скорости потока [Маккавеев, 1955; Алексеевский,

Муракаев, 2012]. В результате усиливаются размывы русла (дна и берегов) в зоне ускорения течения и аккумуляции наносов у выпуклого берега в зоне замедления течения. Однако местные увеличения мощности потока и кинетической энергии происходят до определенного предела, определяемого одновременным ростом затрат энергии потока на преодоление гидравлических сопротивлений. При равенстве $\Delta E_{\text{кин}} = I_{\text{гидр}}$ ($\Delta E_{\text{кин}}$ — прирост кинетической энергии, $I_{\text{гидр}}$ — гидравлический уклон как сумма потерь энергии потока, отнесенная к единице длины русла) излучина спрямляется или трансформируется из сегментной в петлеобразную, т.е. происходит разделение единой излучины на три сегментных, из которых две формируются на крыльях исходной, а одна наследует ее привершинную часть. В этом случае восстанавливается условие $\Delta E_{\text{кин}} > I_{\text{гидр}}$, и излучина продолжает развиваться, спрямляясь за счет размыва шейки при сближении вторичных излучин на крыльях.

Прямолинейное русло формируется при наличии дополнительных факторов, способствующих его закреплению. Наличие последнего необходимо, так как прямолинейное движение потока неустойчиво. Поэтому извилистая форма русла не характерна для ручейковой сети на склонах, потоки которой не позволяют формироваться микропобочням и закреплять их первоначальные изгибы, которые, если возникают, быстро смещаются, способствуя разрушению бортиков ручейков, обеспечивая их миграцию на склоне и эфемерность существования самих русел.

В разветвленных руслах рассредоточение потока сопровождается снижением $W_{\text{тр}}$, вследствие чего в узлах разделения потока происходят местная аккумуляция наносов и образование крупных аккумулятивных форм руслового рельефа — перекатов. Однако в каждом рукаве (протоке) возникает изгиб потока возле острова, происходят соответствующий рост его мощности и $E_{\text{кин}}$ [Алексеевский, Чалов, 2009] и дальнейшее развитие разветвления, которое подобно излучинам проходит ряд стадий: углубления и повышения водности одних рукавов, обмеления других и т.д.

Другим фактором саморегулирования русел ручейков, ручьев, малых, средних и больших рек является зависимость параметров форм их руслового рельефа (излучин, разветвлений, перекатов, побочней, осередков) от характеристик стока воды и наносов. Например, от расхода воды Q (руслоформирующего или среднемаксимального) зависят параметры излучин — радиус кривизны $r = f(Q)$, шаг излучины $L = f(Q)$ и т.д. [Чалов, 1979, 2011]. П.Н. Резников [2006] установил связи удельной концентрации влекомых наносов $s_{\text{вл}} = \frac{G}{Q}$ и удельной мощности

$P_{\text{уд}} = Q_{\text{макс}} I_{\text{д}}$ (здесь $I_{\text{д}}$ — уклон дна долины), соответствующие областям существования русел разного морфодинамического типа или преимущественного развития (% от длины участков русла) излучин того или иного типа. Существование этих зависимостей (или связей) обуславливает трансформацию во времени формы русловых образований (увеличение или уменьшение их параметров) при увеличении или уменьшении водности потока или величины стока наносов, в том числе при антропогенном воздействии на реки (регулирование стока воды и перехват наносов водохранилищем, разработка русловых карьеров; рассредоточение стока на склонах и т.д.), вплоть до смены морфодинамического типа русла, т.е. происходит адаптация русла к изменяющимся условиям его формирования. Подобные изменения носят как направленный (если происходят вековые/тысячелетние повышения/понижения стока воды и наносов), так и периодический характер (при чередовании циклов повышенной или пониженной водности). Так, на р. Лене (выше устья р. Алдан) за 50 лет сопряженные разветвления в многоводный период

трансформировались в параллельно-рукавные, но затем — в последующие мало-воде — восстановились сопряженные, однако с развитием рукавов в противоположных частях русла.

Действие закона проявляется также в развитии продольного профиля реки и формировании террас, механизме движения грядовых форм руслового рельефа, развитии речных излучин, смене направленности и интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов выше и ниже слияния с крупными притоками, при чередовании сужений и расширений дна долины, изменении уклонов рек и т.д.

Законы взаимной обусловленности потока и подстилающей поверхности и ограниченности морфологических комплексов фиксируют стационарность эрозионно-аккумулятивных процессов в связи с отражением подстилающей поверхностью структуры потока и возникновением в нем таких элементов структуры, которые обусловлены обратным воздействием на поток подстилающей поверхности и образованием в результате взаимодействия определенного набора форм, обусловленных эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов.

Восьмой закон — закон временной и пространственной дискретности и континуальности эрозионно-аккумулятивных процессов — в наиболее полном виде рассмотрен для речных русел [Сидорчук, 1992; Чалов, 2008]. Он проявляется в специфике развития процессов на разных структурных уровнях — участках склона, оврага или балки, морфологических однородных участках реки, в ее верхнем, среднем и нижнем течении, в устьевой области — и по-разному во времени в зависимости от сезона, фаз режима, вероятности пересыхания или отсутствия стока с одной стороны, в непрерывности потоков и поля отметок склона, днища оврага или дна русла, во временной непрерывности и возобновлении заданной направленности развития после периода прекращения стока, частичного обсыхания или резкого снижения активности процесса с другой. Структурная организация (дискретность) русловых процессов показана на рис. 1.4. Применительно к склоновым эрозионно-аккумулятивным процессам и овражной эрозии она проявляется в ручейковой сети, образовании промоин, их превращении в овраги, различиях в формировании русла оврага на разных его участках и на конусе выноса и т.д. Однако схемы дискретности или континуальности для них требуют еще специальной проработки и здесь не приводятся.

Вместе с тем само выделение трех частей единой системы ЭАП (эрозии почв, производимой временными нерусловыми потоками, формирующимися при выпадении дождей и таянии снега; овражной эрозии, связанной с деятельностью временных русловых потоков; русловых процессов как совокупности явлений, обусловленных эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек) представляет дискретность самих эрозионно-русловых систем. Однако четких разграничений между типами водных потоков и соответствующими им составными частями ЭАП нет: склоновый поток расчленяется на сеть ручейков, приводящих к образованию на склоне первичных, хотя и эфемерных, линейных эрозионных форм — борозд и промоин; овраг, врезаюсь в толщу горных пород, достигает водоносного горизонта и имеет в этом случае постоянный поток; малые реки пересыхают в безводные периоды и т.д. Тем не менее водные потоки каждого типа отличаются специфическим механизмом взаимодействия с подстилающими грунтами, формой и дальностью перемещения наносов, своеобразием аккумулятивных накоплений. Это обуславливает правомерность и практическую целесообразность рассмотрения отдельных частей ЭАП автономно друг от друга, хотя каждая из них является частью целого. Вместе с тем взаимосвязь и взаимообусловленность развития всех звеньев

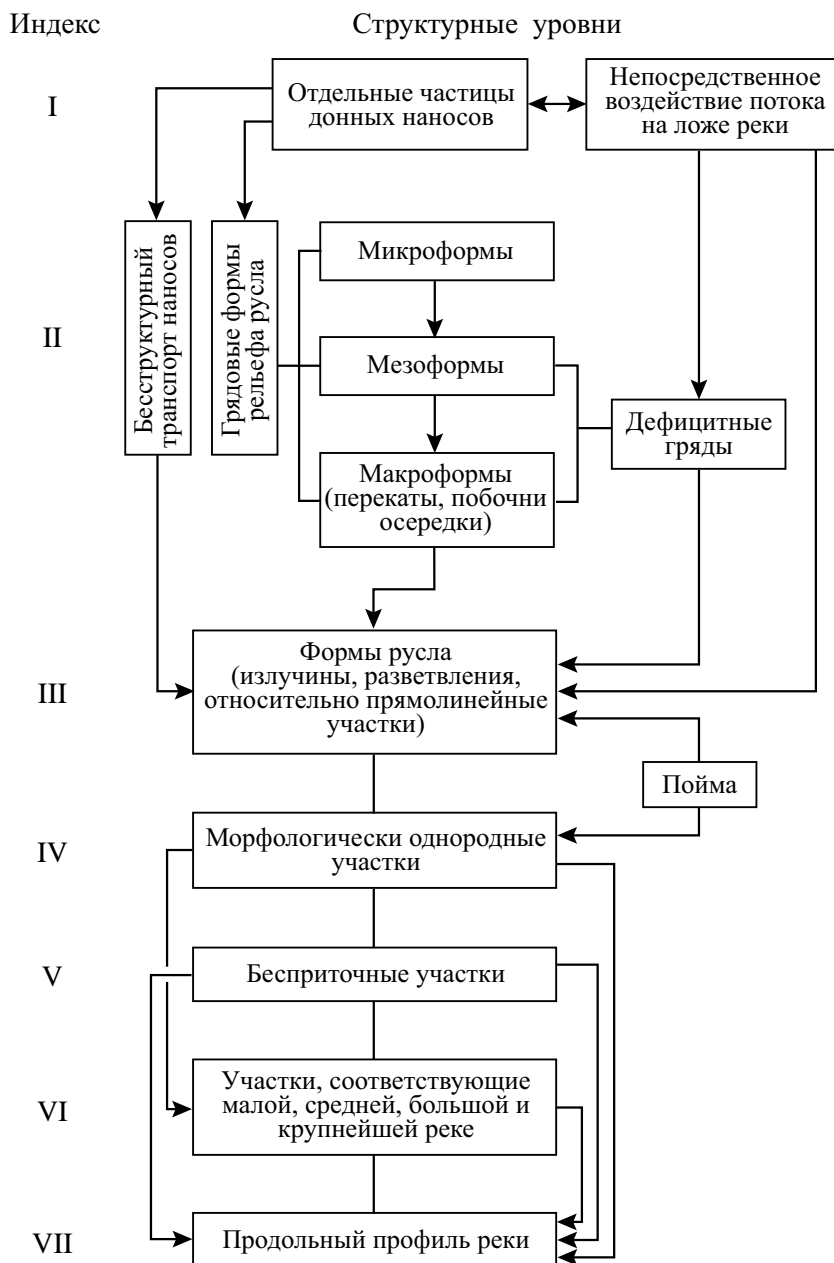


Рис. 1.4. Структурная организация (дискретность) русловых процессов, форм их проявления и взаимодействия между их уровнями

ЭАП есть проявление пространственной континуальности процессов. Нерусловые потоки влекут плоскостную эрозию и рассредоточенную аккумуляцию. Та часть перемещаемого вещества, которая не вошла в состав аккумулятивных образований в пределах склонов, поступает в следующие звенья системы (овраги, балки) или непосредственно в реки. Постоянные водотоки первого и второго порядков находятся в прямом контакте с водосборами, принимают значительную часть смы-

ваемого с их площади материала. Овражная эрозия поставляет твердый материал непосредственно в реки там, где они подмывают расчлененные оврагами берега и склоны долин, и является иногда причиной формирования перекатов.

По существу можно говорить еще об одном — *девятом* — законе развития ЭРС, обоснованном Н.И. Маккавеевым [1955], но не сформулированном им в качестве такового, хотя он пронизывает все содержание учения о едином эрозионно-аккумулятивном процессе: *развитие эрозионно-аккумулятивных процессов и создаваемых ими форм флювиального (эрозионного, руслового и т.д.) рельефа определяется географической средой, в которой они функционируют, и зависят от конкретных особенностей, характеризующих ландшафт водосбора*. С этим законом связаны зональные проявления процессов в целом и в разных подсистемах ЭРС, а также их региональные и местные различия в разных звеньях сети водных потоков и соотношений между ними. Он же в значительной мере определяет неодинаковую ландшафтообразующую роль эрозии почв, овражной эрозии и русловых процессов в различных природных условиях.

Эволюция географической среды, приводящая к трансформации стока и смене почвенно-растительного покрова, обуславливает изменения характеристик водного протока, определяющих его воздействие на поверхность, свойства самой поверхности и соответственно ее реакции на это воздействие. Вместе с тем от свойств поверхности (состава почв и грунтов, растительности, уклонов) зависят интенсивность ЭАП в верхних звеньях сети водных потоков и объемы смытого ими материала, что является важным фактором формирования стока наносов в реках. При прочих равных условиях, чем больше смыв почв и интенсивнее эрозия на водосборах, тем больше сток наносов рек, его бассейновая составляющая [Дедков, Мозжерин, 1984] и доля стока взвешенных наносов в общем стоке наносов. В степной зоне последняя составляет 80–90%, а на р. Хуанхэ (в нижнем течении) она достигает 99,9%. Основной сток наносов здесь формируется в пределах степного Лессового плато при глубине его эрозионного расчленения 200–300 м и интенсивности эрозии почв 3700 т/км² в год. На Оби в степной зоне, где река врезана в сложенное лессовидными суглинками Приобское плато на глубину около 100 м и подмывает его уступы, доля стока взвешенных наносов составляет почти 95%; на юге таежной зоны она уменьшается до 55%, а на других реках лесной зоны — до 30–40%.

Глобальные изменения природной среды и климата неизбежно сказываются на функционировании эрозионно-русловых систем, причем, чем ниже ранг системы, тем в большей мере ЭРС подвержены изменениям в целом и в своих подсистемах вследствие увлажнения/иссушения территории, повышения/уменьшения водности рек, подъема/опускания уровня грунтовых вод, смены растительного покрова и т.д. В этом отношении не меньшее влияние на ЭРС оказывает антропогенное воздействие, с которым связаны сведение лесов, распашка земель, регулирование стока, проведение различных мелиоративных мероприятий в бассейнах рек.

1.2. СТРУКТУРА ВОДНЫХ ПОТОКОВ

1.2.1. Структура микроручейковой сети на склонах

Склоны — элементы рельефа поверхности суши с характерными для данной местности значениями уклонов и морфометрическими характеристиками [Динамическая геоморфология, 1992]. Если относить к склонам только поверхности, крутизна которых превышает 1–2°, то на их долю приходится более 80% поверхности суши.

Выделяют элементарные склоны, характеризующиеся одинаковыми уклонами поверхности от вершины к подножию, относительно незначительными неровностями ее отметок и взаимосвязанностью всех склоновых процессов в их пределах. Реальные склоны различаются между собой не только по продольному, но и по поперечному наклону поверхности склонов. Это обуславливает различия «собирающих» и «рассеивающих» склонов [Соболев, 1948; Эрозионные процессы, 1984], «сходимость» и «расходимость» линий тока склоновых потоков (по Л.Ф. Литвину [1983, 2002], «сходящиеся» и «расходящиеся» типы склонов).

В зависимости от плановой ω_k и профильной кривизны n_k различают девять типов склонов (рис. 1.5) [Литвин, 1998; Golosov, Litvin, 2005; Погорелов, Думит, 2009]. В зависимости от конкретного сочетания плановой и профильной кривизны склонов находятся процессы конвергенции (дивергенции) водных потоков, а также площадь склона, на которой они формируются (табл. 1.1).

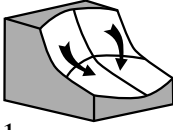
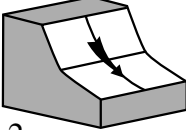

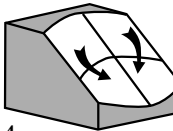
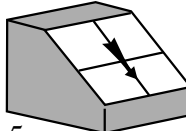
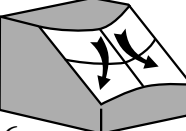
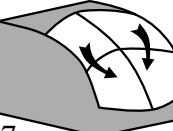
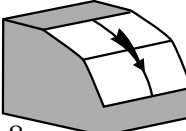
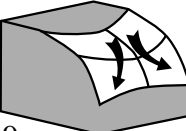
Профильная кривизна	Плановая кривизна		
	вогнутая $\omega > 0$	прямолинейная $\omega = 0$	выпуклая $\omega < 0$
вогнутая $n > 1$	 1	 2	 3
прямолинейная $n = 1$	 4	 5	 6
выпуклая $n < 1$	 7	 8	 9

Рис. 1.5. Типизация склонов по плановой и профильной кривизне [Литвин, 1998; Погорелов, Думит, 2009, с изменениями]

Таблица 1.1

Влияние формы поверхности склона* и параметров профильной n_k и плановой ω_k кривизны на площадь склонов $F_{скл}$ [Troch et al., 2002]

Тип склона (см. рис. 1.5)	Форма склона в профиле	Форма склона в плане	n_k	$\omega_k, \text{ м}^{-1}$	$F_{скл}, \text{ м}^2$	% от площади склона
1	Вогнутая	Вогнутая	2	5	2496	49,9
2	Вогнутая	Прямолинейная	2	0	5000	100
3	Вогнутая	Выпуклая	2	-5	646	12,9
4	Прямолинейная	Вогнутая	1	5	2160	43,2

Тип склона (см. рис. 1.5)	Форма склона в профиле	Форма склона в плане	n_k	$\omega_k, \text{м}^{-1}$	$F_{\text{скл}}, \text{м}^2$	% от пло- щади склона
5	Прямолинейная	Прямолинейная	1	0	5000	100
6	Прямолинейная	Выпуклая	1	-5	2161	43,2
7	Выпуклая	Вогнутая	0,31	5	1410	28,2
8	Выпуклая	Прямолинейная	0,31	0	5000	100
9	Выпуклая	Выпуклая	0,31	-5	2386	47,7

*Оценки получены для склонов длиной 100 м и шириной 50 м.

Основными морфометрическими характеристиками склонов являются их уклон (крутизна) и длина. Крутизна склонов равна углу наклона поверхности склона к горизонтальной поверхности (в градусах, радианах, процентах или в значениях синуса или тангенса угла ее наклона). Для произвольного участка склона характерен локальный уклон его поверхности, изменяющийся по разным направлениям. Поэтому под крутизной склона понимают среднее значение локальных уклонов вдоль направления максимального изменения высоты местности в пределах склона [Лурье, Лурье, 2010]. В пределах Северной Евразии на склоны с крутизной менее 10° приходится более 70% ее поверхности. Соответственно на этих склонах формируется основная часть поверхностного стока.

Длина распаханых склонов изменяется в зависимости от геологической и геоморфологической истории их развития, а также степени их распаханности. Влияние этих факторов приводит к пространственной изменчивости не только длины, но и уклонов распаханых склонов (табл. 1.2). Внутрирайонные особенности изменения длин и уклонов отражают неоднозначные условия формирования равнинных территорий и экономическую целесообразность увеличения длины обрабатываемых полей при использовании машин [Литвин, 2002].

Таблица 1.2

Распределение средних уклонов и длин склонов по геоморфологическим районам России [Литвин, 2002]

Геоморфологический район	Характеристики склонов	
	длина, м	уклон, %
Нечерноземье		
Ильменско-Ловатская равнина	311,5	1,02
Мещерская низменность	315,2	2,37
Смоленско-Вяземская возвышенность	228,9	2,90
Восток Смоленско-Московской возвышенности	408,5	2,99
Бежецкая возвышенность	231,6	3,67
Латгальско-Бежецкая возвышенность	528,1	2,92
Северное Приладожье	179,3	4,58
Юг Валдайской возвышенности	126,4	7,37
Среднее по району	291,2	3,48

Продолжение табл. 1.2

Геоморфологический район	Характеристики склонов	
	длина, м	уклон, %
Центрально-Черноземный регион		
Окско-Донская низменность	608,2	1,34
Доно-Хопровская равнина	584,3	1,44
Среднерусская возвышенность (Курско-Воронежский район)	515,0	2,13
Север Донской гряды	466,1	5,63
Доно-Медведицкое междуречье	637,1	2,13
Приволжская возвышенность	610,2	2,63
Центр Приволжской возвышенности	260,6	5,33
Сызранское Заволжье	366,5	2,09
Среднее по району	506,0	2,84
Северный Кавказ		
Прикубанская равнина	474,8	1,69
Север Ставропольской возвышенности	880,8	2,16
Юг и центр Ставропольской возвышенности	529,2	3,99
Среднее по району	628,3	2,61
Урал		
Зауральское плато	312,7	2,05
Белебеевская возвышенность	325,1	3,69
Среднее по району	318,9	2,87
Западная Сибирь		
Алтайская равнина	427,6	1,30
Кузнецкая котловина	242,6	5,25
Бия-Чумышское плато	305,6	6,33
Среднее по району	325,3	4,29
Восточная Сибирь		
Аргунь-Кличинский район	523,4	4,77
Кошская котловина	377,8	4,17
Удинская котловина	349,7	4,90
Минусинская котловина	426,8	5,31
Иркутско-Черемховская равнина	368,2	5,57
Шушенско-Красноярское правобережье Енисея	267,2	7,07
Среднее по району	385,5	5,30
Дальний Восток		
Приханкайская равнина	397,2	1,31
Запад Зейско-Буреинской равнины	493,1	2,45
Восток Зейско-Буреинской равнины	561,3	3,58

Геоморфологический район	Характеристики склонов	
	длина, м	уклон, %
Предгорье хребта Пограничного	1220,9	0,71
Среднее по району	668,1	2,01

Склоны считаются чрезвычайно короткими, если их длина меньше 50 м. Наоборот, они относятся к чрезвычайно длинным, если она превышает 4000 м [Заславский, 1987]. Увеличение длины склонов сопровождается возрастанием площади формирования стока воды, его величины, а также эрозионной способности временных водных потоков [Швебс, 1974]. По уклону выделяют склоны очень пологие, пологие, покатые, крутые, обрывистые и отвесные (табл. 1.3). Очень пологие склоны характеризуются крутизной склонов менее 3° [Погорелов, Думит, 2009].

Таблица 1.3

Классификации склонов по их крутизне

Авторы классификаций			
Погорелов, Думит, 2009		Рычагов, 2006	
Тип склона	Угол наклона, °	Тип склона	Угол наклона, °
Очень пологий	Менее 3	Очень пологий	2–4
Пологий (наклонные равнины)	3–5	Пологий	4–8
Слабопокатый	5–10	Средней крутизны	8–15
Покатый	10–15	Крутой	15–35
Сильнопокатый	15–20	Очень крутой	Более 35
Крутой	20–45		
Обрывистый	45–80		
Отвесный	80–90		

Поверхность склонов не является идеально ровной. В зависимости от выраженности рельефа склонов находится структура временных водотоков, формирующихся в их пределах [Маккавеев, 1955; Литвин, 2002; Погорелов, Думит, 2009]. Неровности склона формируют микропонижения, емкость которых определяет величину поверхностного задержания стекающей по склону воды [Будник, 2007]. Распределение микродепрессий и микроповышений поверхности склонов характеризует линии равных высот (горизонталы) или типы плановой или профильной кривизны склонов.

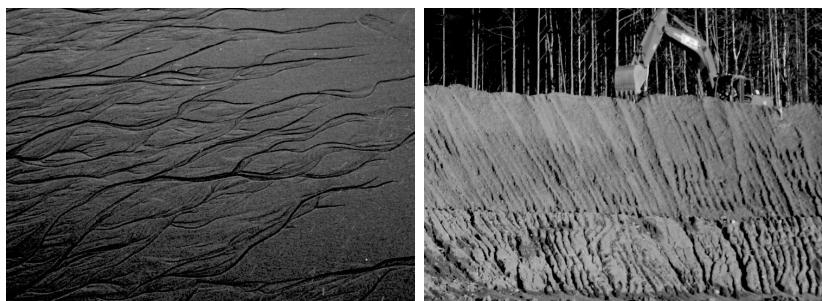
Наиболее детально рельеф поверхности склона характеризует функция распределения $z = f(x, y)$, где z — высота над поверхностью отсчета. В этом случае в каждом расчетном узле определяются реальная высота поверхности и высота условной плоской поверхности, соответствующей среднему уклону склона. Совокупность отклонений реальных высот от средней поверхности и статистические параметры их распределения — важные характеристики микрорельефа склона. Среднеквадратичное отклонение или коэффициент вариации отражает степень микровсхолмленности его поверхности. Коэффициент асимметрии распределения отклонений является мерой выпуклости (положительная асимметрия) или вогнутости (отрицательная асимметрия) склона. Отметки микроводоразделов при

этом соответствуют максимальным положительным отклонениям высот местности от отметок условной плоскости, а отметки микротальвегов — их максимальным отрицательным отклонениям.

Эпизодический сток воды по склонам изменяет их рельеф. Он может возникать в верхней, средней и нижней частях склонов, формируя разные виды склоновых потоков [Литвин, 2002; Голосов, 2006]. В верхней части формируется плоскостной (микроструйчатый, пластовый) сток. Пластовые потоки отличается большая величина отношения их ширины к глубине. Глубина таких потоков составляет тысячные доли от их ширины. Скорость пластовых (обычно ламинарных) потоков не превышает нескольких сантиметров в секунду [Будник, 2007]. Падающие капли дождя могут вызвать переход от ламинарного к турбулентному режиму движения склоновых потоков [Маккавеев, 1971; Эрозионные процессы, 1984].

Нано- и микрорельеф поверхности склона оказывает определяющее влияние на структуру струйчатых потоков [Литвин, 2002; Голосов, 2006]. Скорости и глубины потоков колеблются в пределах 0,3–0,5 м/с и 1–3 см. Режим течения струйчатых потоков меняется от ламинарного (наиболее мелкие потоки) до турбулентного (более крупные потоки). Их формирование происходит на некотором расстоянии от водораздела. Сплошное стекание на склонах, возникающее в начале выпадения дождей или таяния снега, достаточно быстро (в течение нескольких минут) трансформируется в сеть отдельных потоков [Бефани, 1949]. Временный сток имеет не только струйчатый характер; он концентрируется в промоинах, а также в мелких бороздках (бороздковый сток) [Маккавеев, 1955; Динамическая геоморфология, 1992]. Возникающие при этом эрозионные формы наиболее выражены на техногенных склонах (рис. 1.6). Всю совокупность временных нерусловых потоков, возникающих на склонах, нередко называют микроручейковой сетью [Караушев, 1972]. Расположение элементов сети ручейков определяется первичной неровностью поверхности склона и имеет вероятностный характер [Литвин, 2002].

В зависимости от формы поперечного профиля склонов возникает разная структура микроручейковой сети (рис. 1.7). На радиально расходящихся (рассеивающих) склонах вероятность слияния склоновых потоков относительно мала. Здесь преобладают иерархически простые микроручейковые сети, развитие которых ограничено небольшими размерами водотоков, расходами воды и их эродирующей способностью. Радиально-сходящиеся (собирающие) склоны, наоборот, способствуют концентрации стока, конвергенции потоков, усложнению структуры формирующихся сетей склоновых потоков [Литвин, 2002].



а

б

Рис. 1.6. Эрозионные борозды на техногенных склонах:
а — струйчатые; *б* — бороздковые формы размыва поверхности

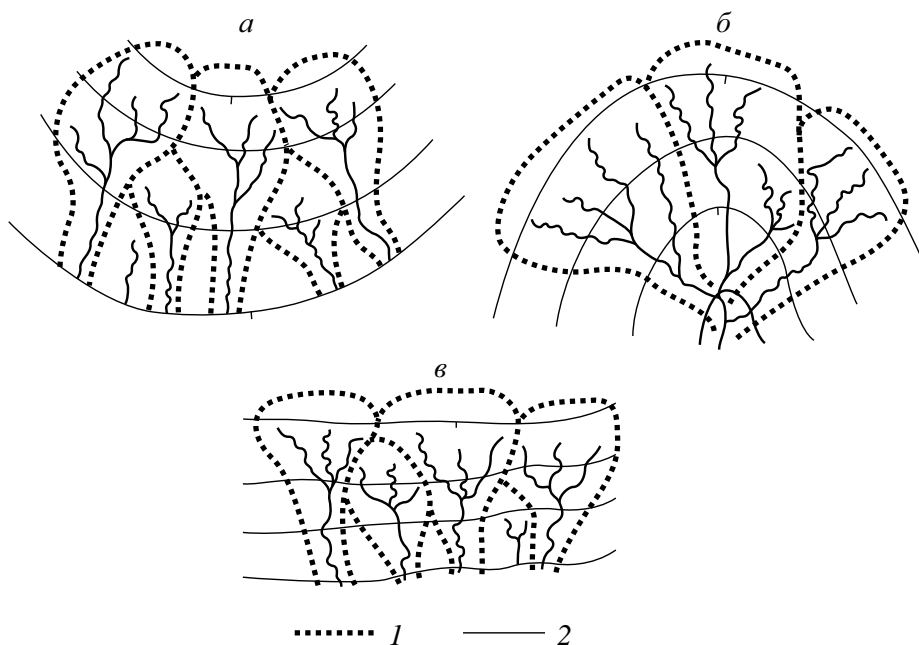


Рис. 1.7. Типы микроручейковой сети потоков на радиально расходящихся (а), радиально сходящихся (б) склонах и склонах с параллельной системой временных водотоков (в):
1 — границы склонов; 2 — горизонталы [Литвин, 2002]

Не меньшее значение для рисунка микроручейковой сети на склонах имеют особенности продольного профиля склонов, их микрорельефа и интенсивность поступления воды на их поверхность. При небольшом поступлении дождевых или талых вод, когда расходы воды не превышают емкости бороздковых понижений, концентрация стока по длине склона отсутствует [Голосов, 2006]. Если же они превышают емкость этих понижений, то на вогнутом склоне (модули стока воды одинаковы) процесс слияния микроручейков начинается раньше по сравнению с выпуклым склоном (рис. 1.8).

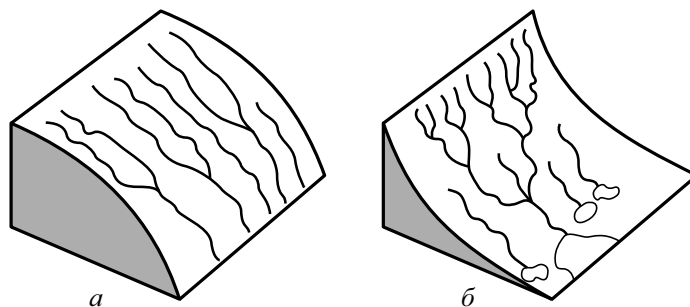


Рис. 1.8. Структура ручейковой сети на выпуклом (а) и вогнутом (б) склонах при одинаковом модуле стока воды [Голосов, 2006]

Возвышенности и депрессии определяют первичное заложение микроручейковой сети в пределах склонов [Маккавеев, 1955]. На плоских поверхностях

склонов возникновение микроручейковой сети носит вероятностный характер [Литвин, 2002]. При наличии общего вектора движения поверхностных вод существует некоторая вероятность отклонения ориентации русел микроручейков от направления этого вектора. Еще одна особенность склоновых потоков заключается в том, что вероятность расхождения потоков очень невелика. На обрабатываемых землях рисунок микроручейковой сети определен упорядоченностью неровностей поверхности распаханых склонов, обусловленной типом и направлением распашки, положением разъемных борозд и микроформ рельефа (ложбин) на склоновых водосборах (рис. 1.9).

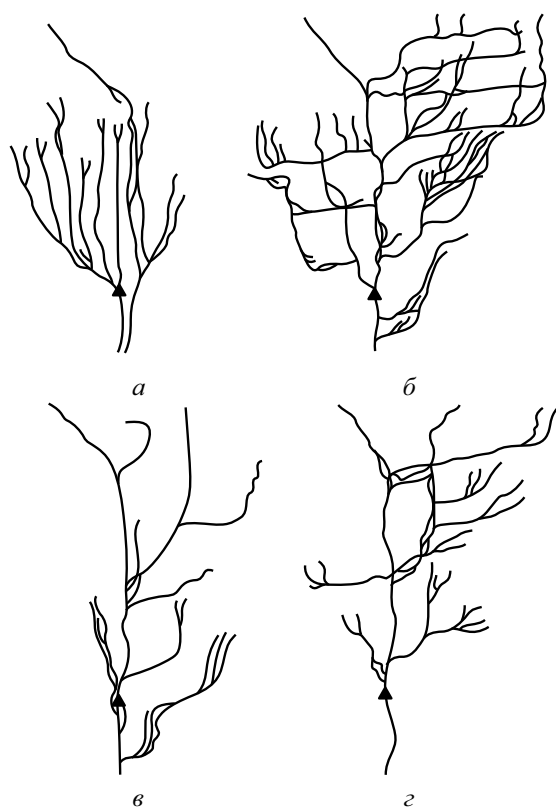


Рис. 1.9. Типичные рисунки сети водотоков на водосборе Егорова оврага (Калужская область, д. Сатино) при продольной (а, в) и поперечной (б, г) распашке склонов [Литвин, 2002]

Параметры микроручейковых систем зависят от всхолмленности поверхности склона Δ_R [Муракаев, 2011]. Этот фактор определяет число изолированных систем водотоков, образующихся в области формирования стока. Сопоставление расчетных значений числа ручейковых систем и изменяющейся величины Δ_R показывает, что связь между переменными носит сложный характер. В диапазоне $\Delta_R = 0,25 \div 0,75$ увеличение фактора всхолмленности приводит к небольшому уменьшению числа ручейковых систем, а при $\Delta_R > 0,75$ оно быстро возрастает. При близких к нулю значениях фактора всхолмленности рельеф склона представляет собой практически ровную наклонную поверхность. На ней формируются множество почти параллельных прямолинейных потоков, ориентированных по направлению к подножью

склона (рис. 1.10, *a*). Каждый из них образует отдельную изолированную систему ручейков. По мере возрастания Δ_R увеличивается расчлененность рельефа склона и, как следствие, повышается вероятность слияния некоторых ручейков. Они образуют ручейковые структуры, число которых меньше по сравнению с числом параллельных изолированных потоков (рис. 1.10, *б*). Дальнейшее увеличение Δ_R приводит к образованию более расчлененного рельефа, формированию все большего числа ручейковых систем, часто изолированных друг от друга (рис. 1.10, *в*).

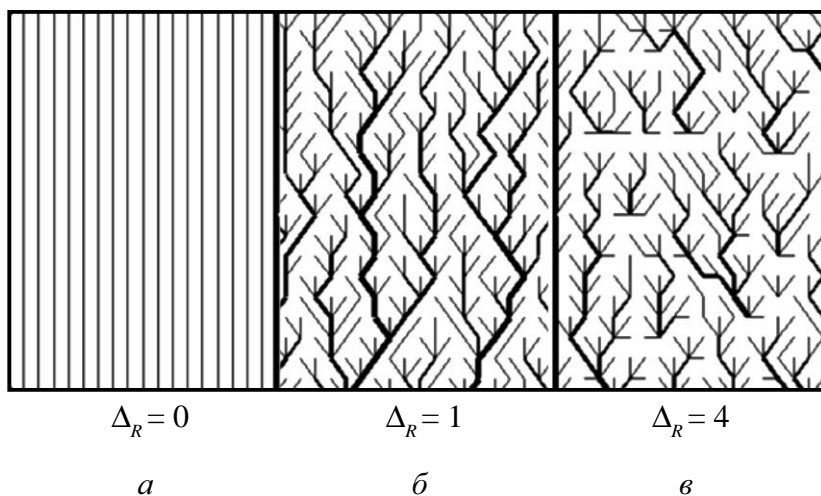


Рис. 1.10. Типы рисунка ручейковой сети при различных значениях микрорельефа поверхности склона Δ_R [Муракаев, 2011]

Структура сети временных потоков на склонах имеет иерархический характер. В этой структуре выделяют четыре типа ручейков [Караушев, 1972]. К ручьям первого типа относят элементарные струйки воды между повышениями и понижениями поверхности склона. Ручьи второго типа возникают при слиянии ручьев первого типа. Они перемещаются в «эфемерных» руслах. Слияние ручьев второго типа дает ручьи третьего типа. Эти временные водотоки осваивают естественные понижения рельефа. Выделение ручьев четвертого типа, имеющих постоянные русла и располагающихся в овражно-балочной сети территории, относится не к склоновой, а к овражно-балочной системе временных русловых потоков.

Структурное соподчинение элементов сети временных нерусловых потоков на склонах можно установить на основе концепции условных порядков [Алексеевский, Муракаев, 2012]. Она основана на непрерывности гладких функций, описывающих закономерное изменение характерных расходов воды при изменении площади водосборов F , на которых они формируются. Поскольку площадь водосборов тесно связана с порядками малых, средних и крупных рек N [Алексеевский и др., 2004; Косицкий, 2003], можно установить однозначное соответствие между величиной N , определенной по какой-либо системе кодирования постоянных водотоков, например, по системе Р. Шриве [Shreve, 1966], и характерными расходами воды Q_x в разных звеньях эрозионной сети. Поэтому для любой величины F , включая небольшую площадь участков склона, можно вычислить соответствующий данной площади характерный расход воды и, следовательно, порядок склонового водотока $N_y \ll 1$. Величина N_y определяется в зависимости от водоносности эле-

мента микроручейковой сети, поэтому называется условным порядком [Алексеевский, 2000; Алексеевский и др., 2004].

Соотношение между величиной водосборной площади и расчетными значениями условных порядков элементов эрозионной сети в пределах Валдайской возвышенности характеризуют данные табл. 1.4. Из нее следует, что в структуре эрозионной сети этой территории представлены временные и постоянные водотоки, условный порядок которых изменяется от 0,00005 до 7,83. Изменение условного порядка происходит в соответствии с увеличением площади водосбора и расхода воды, который может сформироваться в его пределах в данных ландшафтных условиях. В условиях достаточного увлажнения водоток с площадью водосбора $0,1 \text{ км}^2$ соответствует средний периодически возникающий поток воды с $Q = 0,00016 \text{ м}^3/\text{с}$. Такому расходу воды соответствует условный порядок $N_y = 0,0065$. При $F = 0,01 \text{ км}^2$ формируется расход воды, соответствующий условному порядку (по Р. Шриве) $N_y = 0,0003$. Таким образом, каждой (даже самой малой единице площади склона) можно поставить в соответствие условный порядок, закономерно возрастающий от водоразделов до овражно-балочной сети. Сопоставление гидрологических характеристик для склоновых потоков с условным порядком N_y , отличающихся на единицу, позволяет оценить масштабные эффекты изменения этих характеристик и на общей физической основе связать временные нерусловые и русловые потоки [Алексеевский, Муракаев, 2012; Муракаев, 2011].

Таблица 1.4

Значения условных порядков и соответствующие им гидрологические характеристики для водотоков Валдайской возвышенности

Водоток	Площадь водосбора F , км^2	Средний многолетний расход Q_0 , $\text{м}^3/\text{с}$	Условный порядок N_y	Порядок водотока (по схеме Р. Шриве) $N_{\text{Шр}}$
Насва	1080	6,28	5,98	6
Лух	587	4,15	4,58	4
Соминка (Орловка, Черная)	32,3	0,33	0,898	—
Ручей Архиерейский	2,67	0,0172	0,134	—
Ручей Прогоны	0,8	0,00232	0,0370	—
Лог Кулибин	0,44	0,00059	0,0153	—

1.2.2. Структура овражно-балочной сети

Анализ структуры как способа отражения формы и совокупности устойчивых связей объекта, обеспечивающих его целостность, является базовым при исследовании овражно-балочной сети. На его основе изучаются генезис, формирование баланса воды и вещества, составляются оценки состояния и прогнозы развития системы, принимаются решения о тех или иных мелиоративных и защитных мероприятиях и т.д. Являясь переходным звеном между склоновыми системами и речной сетью, овражно-балочная сеть характеризуется рядом особенностей, которые отличают ее от других частей единой эрозионно-аккумулятивной системы. Связано это с тем, что овражно-балочная сеть — частный случай малого водосборного бассейна, который существует в земледельчески освоенном умеренном поясе равнинных

территорий. Малый водосборный бассейн — сложная иерархическая система, в которой можно выделить четыре пространственных иерархических уровня: 1) склоны и днища малых водосборных бассейнов; 2) элементарные бассейны; 3) единичные малые водосборные бассейны; 4) ассоциации и группы малых бассейнов, которые формируются в том или ином крупном регионе. Каждому из выделенных уровней соответствует свой комплекс процессов, развивающийся в характерном масштабе времени. Выделение этих уровней способствует правильной организации исследования, выбору методов изучения объектов, определению набора средств управления ими на каждом из уровней [Бондарев, 2010].

Созданию единой систематики овражно-балочных систем препятствует запутанность терминологии. Еще В. Масальский [1897] столкнулся с тем, что при описании овражно-балочного рельефа употреблялось большое количество местных названий (он приводит 24 понятия). По данным Д.А. Тимофеева [1981], существует 19 определений оврага и 18 его синонимов, местных и устаревших названий, пять определений балки и восемь — лощины, причем это лишь основные элементы овражно-балочных систем. Н. Гудзон [1974] приводит семь вариантов понятия «овраг». При этом в зарубежной литературе наблюдается тенденция к использованию двух понятий: овраг (gully) и рытвина (rill). Даются следующие определения оврага и его отличия от рытвины: «Русло или миниатюрная долина, образованная концентрированным стоком, по которому вода течет только во время или сразу после сильных дождей или таяния снега; оно может быть древовидным, разветвленным на рукава или спрямленным, достаточно длинным, узким и устойчивым по ширине. Различие между оврагом и рытвиной лишь в их глубине. Овраг значительно глубже, настолько, что не может быть сглажен посредством обычных земледельческих операций, в то же время рытвина, обладающая меньшей глубиной, может быть выровнена этими способами» [United States Soil..., 1982].

Некоторые исследователи считают выходом из создавшегося положения полный отказ от сложившейся терминологии и использование новой. Так, А.С. Козменко [1954а] предлагал отказаться от понятий «овраг» и «балка» и выделять древние и современные размывы. Другой путь состоит в том, чтобы вводить новые термины, уточняющие характеристику наблюдаемых явлений. Однако это не приводит к желаемому результату. Одним из путей оптимизации терминологии и классификации может быть использование минимального количества уже существующих терминов и их уточнение [Бондарев, 1998, 1999]. Из почти 150 терминов, используемых в описании овражно-балочных систем, чаще всего применяются: *рытвина, промоина, овраг, ложбина, лощина, балка*. Разделив их по простым морфометрическим признакам, можно выделять среди них стадии развития, более дробные по региональным различиям, количеству стадий врезания и т.д.

В настоящее время большинство исследователей считает, что рытвина, промоина и овраг — это активно развивающиеся формы. Рытвина и промоина имеют форму продольного профиля, совпадающего с формой несущего их склона, а овраг имеет свой собственный продольный профиль. Промоина отличается от рытвины большей глубиной. Обычно принимается рубеж 2 м, так как после углубления формы сверх этого предела приходится применять специальные меры для ее ликвидации на возделываемой территории. Ложбины, лощины и балки развиваются более медленно, склоны их задернованы. Продольный профиль ложбины имеет форму склона, балка и лощина — собственную форму профиля. Балка от лощины отличается более крутыми склонами в поперечном профиле [Заславский, 1983; Овражная эрозия, 1989].

- В первом приближении структура овражно-балочных систем заключается в оценке:
- 1) морфометрии отдельных элементов системы (оврага, балки, лощины и т.д.);
 - 2) единой сложной системы с множеством связей и структурных взаимодействий.

Наиболее часто даются характеристики водосборов (площадь, длина и т.д.) и морфометрические показатели самой формы, ее продольного и поперечного профилей, конфигурации в плане, а также формы склона, на котором развивается исследуемый элемент системы. При этом выделяется довольно много элементов овражно-балочной сети с существенными расхождениями в их количестве и названии.

Для анализа *рытвин, промоин и ложбин* характерно рассмотрение формы склона, на котором они развиваются (выпуклый, вогнутый, собирающий, рассеивающий и т.д.), неровностей кровли подстилающих пород и их расположение на склоне [Лидов и др., 1974; Лидов, 1981; Заславский, 1983; Работа..., 1987; Ажигиров и др., 1992; Ларионов, 1993]. В.П. Лидов с соавторами [1974] выделяли несколько типов потоков, формирующих во время талого стока рытвины на склонах, каждый из которых имел свою шероховатость. В потоках с порожистым руслом шероховатость связана с порогами, образованными смерзшейся почвой, во вторичном русле на конусе выноса — с однородными почвенными агрегатами, в поперечных бороздах — с почвенными агрегатами и мелкими ступенями мерзлого грунта, в нижних частях склонов с выработанным руслом и микропоймой — с комками смерзшейся почвы, в потоках с пониженной турбулентностью на относительно пологих участках склона — с отсортированными мелкими агрегатами.

Для более крупных элементов овражно-балочной системы (*балки, овраги, лощины*) даются площадные характеристики [Зорина и др., 1988; Рожков, Букреев, 1989; Бондарев, 1996; Зорина, 2003; География..., 2006]. Для юга Нечерноземья, например, были получены следующие зависимости площади оврагов $F_{ов}$ и балок $F_{бал}$ от их длины $L_{ов, бал}$ [Зорина и др., 1988; География..., 2006]:

$$F_{ов} = 0,2L_{ов}^2, \quad (1.1)$$

$$F_{бал} = 0,4L_{бал}^2. \quad (1.2)$$

Для этого региона даны аналитические зависимости закономерного изменения ширины водосбора по его длине:

для балок:

$$B_{всб} = 0,66 (0,64 - x^2)^{1/2} L_{бал}; \quad (1.3)$$

для оврагов:

$$B_{всб} = 0,1x^{0,44} L_{ов}, \quad (1.4)$$

где $B_{всб}$ — ширина водосбора, км; x — расстояние от створа максимальной ширины (в долях от длины бассейна); $L_{бал}$, $L_{ов}$ — длина водосбора балки и оврага соответственно, км.

Для оврагов, балок и ложин Центрального Черноземья были получены зависимости [Бондарев, 1996, 1998]:

$$F_{ов} = (0,29 \pm 0,08)L_{ов}^2; \quad (1.5)$$

$$F_{бал} = (0,35 \pm 0,11)L_{бал}^2. \quad (1.6)$$

Сравнение юга Нечерноземья и Центрального Черноземья показало, что на обеих территориях овражные водосборы имеют более вытянутую и узкую

форму, чем балки и лошины на юге Нечерноземья. Вместе с тем овражные водосборы Центрального Черноземья шире и гораздо ближе к балочным и лошинным. В то же время балочные и лошинные водосборы Центрального Черноземья почти совпадают с таковыми на юге Нечерноземья, а овражные водосборы Центрального Черноземья шире в их приустьевой и средней частях. Однако их максимальная ширина примерно одинакова. Эти закономерности многократно проверялись и подтверждались на различных территориях, что позволило довольно детально охарактеризовать как общие, так и региональные особенности плановых характеристик овражно-балочной сети [География..., 2006]. Очевидно черты сходства и отличия, с одной стороны, определяются сходствами и различиями в геологическом строении территории, гидрометеорологических условиях, антропогенных воздействиях, а также в истории формирования овражно-балочной сети, что следует учитывать при оценке эрозионного потенциала территории и возможностей активизации овражной эрозии.

Другой характеристикой элементов овражно-балочной системы является продольный профиль ее элементов и их соотношение с кривой выработанного профиля формы. В.И. Филин [1957], анализируя овраги в бассейне среднего течения р. Десны, приводит профиль, общий для рек и оврагов, независимо от грунтов. Переведенная в обычные безразмерные координаты зависимость имеет вид:

$$H_i = 1 - 0,111 (3 + \lg L_i)^2, \quad (1.7)$$

где H_i — отношение текущей высоты к максимальной; L_i — отношение текущей длины формы к максимальной.

И.В. Боголюбова и А.В. Караушев [1979] получили несколько иную зависимость изменения высоты от длины малых эрозионных форм:

$$H_i = (1 - kL_i)^{0,6}, \quad (1.8)$$

где H_i , L_i — те же характеристики, что и в (1.7); k — коэффициент, вычисляемый по данным натурных измерений конкретных продольных профилей.

Е.Ф. Зорина [1981, 2003; География..., 2006] предложила рассчитывать выработанный профиль оврагов и балок по зависимости, предложенной Н.И. Маккавеевым [1955]:

$$I_{\text{ов(бал)}} = \frac{E}{L_{\text{ов(бал)}}^m}, \quad (1.9)$$

где $I_{\text{ов(бал)}}$ — уклон на участке; $L_{\text{ов(бал)}}$ — расстояние по длине тальвега оврага (балки) от его вершины до устья; E — постоянная для определенных природных условий; m — показатель степени, для оврагов и балок близкий к 1. Она же приводит характеристики относительных значений глубин базисов эрозии склоновых водосборов при различной выпуклости склонов (табл. 1.5).

Таблица 1.5

Изменение относительной глубины базиса эрозии по длине оврага

Тип склона	Относительное расстояние по длине от устья									
	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00
Выпуклый	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,64	0,60	0,46	0,32	0,00
Слабо выпуклый	0,32	0,42	0,47	0,50	0,50	0,50	0,50	0,40	0,30	0,00
Прямой	0,02	0,13	0,19	0,23	0,27	0,29	0,33	0,30	0,23	0,00

Зависимости (1.7) — (1.9) показаны на рис. 1.11. Несовпадение расчетных кривых, вероятно, связано с разными подходами, а также с расстановкой акцентов на разные системообразующие факторы формирования выработанного профиля. Кроме того, на рис. 1.11 нанесен интервал разброса натуральных данных, полученных по результатам измерений лощин и балок Центрального Черноземья [Бондарев, 1996, 1998]. Можно видеть, что расчетная кривая И.В. Боголюбовой и А.В. Караушева [1979] совпадает с наиболее выположенными натурными формами, тогда как профиль, предложенный Е.Ф. Зориной [1981, 2003; География..., 2006], маркирует средние величины продольных натуральных профилей, а кривая, приводимая В.И. Филиным [1957], совпадает с наиболее низкими положениями натуральных профилей.

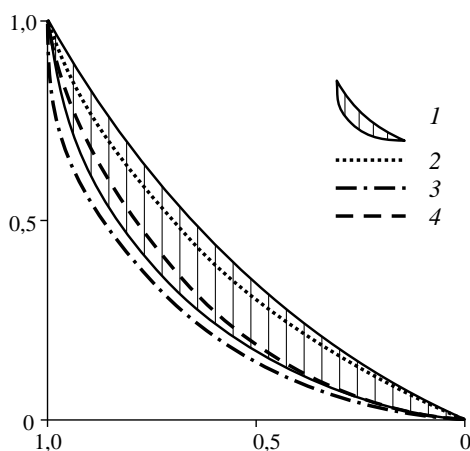


Рис. 1.11. Продольные профили балок:

1 — интервал изменений кривой (по натурным данным В.П. Бондарева); расчетные данные по зависимостям 2 — И.В. Боголюбовой и А.В. Караушева [Сток наносов ..., 1977]; 3 — В.И. Филина [1957]; 4 — Е.Ф. Зориной [География ..., 2006]

Анализ данных по деформациям продольного профиля активно растущих овражных форм, полученных в натуре и на экспериментальных установках, свидетельствует об изменениях профиля по мере развития оврага [Овражная эрозия, 1989; Бондарев, 1994]. При этом на завершающих стадиях развития оврага размер стрелы прогиба увеличивается, а ее максимум приближается к привершинной части формы и практически совпадает с размером стрелы прогиба расчетного выработанного профиля, предложенного Е.Ф. Зориной [1981].

При анализе морфометрических характеристик бедлендов во Французских Альпах получены данные о форме продольного профиля и его изменениях в экстремальных условиях [Бондарев, 2007]. На осредненных продольных профилях эрозионных форм для территорий с различной степенью развитости бедлендов (рис. 1.12) можно видеть, что у эрозионных форм территорий с высокой степенью развития бедлендов они стремятся к выработанной форме. В то же время зеленные территории далеки от теоретической кривой. Это, вероятно, связано с тем, что поступающий со склонов материал скапливается в тальвегах и далее не перемещается в связи с высокой плотностью растительного покрова. Примечательно, что выравнивание продольного профиля эрозионных форм рекультивированных

территорий происходит за счет верхних его частей, что связано с большей активностью склоновых процессов именно в этой части водосбора.

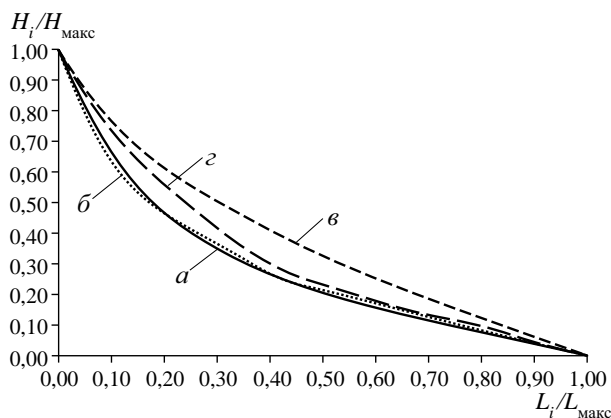


Рис. 1.12. Осредненные продольные профили эрозионной сети разных порядков в пределах водосборных бассейнов с различным антропогенным воздействием:

а — выработанный профиль; *б* — территория с высокой степенью бедлендообразования; *в* — территория, покрытая лесом; *г* — рекультивированная территория; $H_{\text{макс}}$ — глубина местного базиса эрозии; H_i — превышение отметки продольного профиля над устьевым створом; $L_{\text{макс}}$ — длина водосбора; L_i — расстояние от устьевого створа до створа, имеющего превышение над устьем, равное H_i .

В отличие от оврагов, балок и лощин продольный профиль *рытвин* согласно многочисленным определениям термина этого элемента сети повторяет форму склона. Продольный профиль такой формы, как *ложбина*, также имеет форму склона. Кроме того, в эрозиоведении существует не слишком определенное понятие «*промоина*». Если считать, что у этой формы в среднем прямой продольный профиль, то все рассмотренные выше элементы овражно-балочной системы можно разбить попарно на три категории по форме продольного профиля: 1) повторяющие продольную форму склона (*рытвина*, *ложбина*); 2) стремящиеся к собственной прямой форме (*промоина*, *лощина*); 3) стремящиеся к собственной вогнутой форме (*овраг*, *балка*).

Еще одной морфометрической характеристикой оврагов и балок является поперечный профиль. Согласно исследованиям А.С. Козменко [1954], Г.П. Бутакова [1996], Е.Ф. Зориной [2003; География..., 2006] можно выделить два типа очертаний поперечного профиля: 1) плавный (*ложбина*, *лощина*, *балка*); 2) резкий (*рытвина*, *промоина*, *овраг*). Для более строгого разделения этих двух групп элементов овражно-балочной системы предложен коэффициент естественного откоса. Данный коэффициент имеет определенный геоморфологический смысл. Ю.Г. Симонов [1972] показал, что процессы на склонах Забайкалья с уклонами, превышающими угол естественного откоса, протекают иначе, чем на склонах, имеющих уклоны, меньшие угла естественного откоса, т.е. этот угол определяет тип склонового процесса и его активность. Применительно к овражным склонам этот вопрос был рассмотрен Б.Ф. Косовым и Б.П. Любимовым [1979].

Все рассмотренные элементы овражно-балочной сети сложно сочетаются друг с другом, образуя единую систему, в которой закономерно сменяются процессы эрозии и аккумуляции, предопределяя баланс вещества, обеспечивая его мобилизацию, транзит и доставку в те или иные части этой системы. Морфометри-

ческие характеристики всех элементов данной системы тесно связаны со структурой овражно-балочной системы. Базой для ее анализа как сложной целостной системы служат: во-первых, идеи Р. Хортона [1948], который выявил закономерности строения гидрографической сети от самых малых ее элементов до наиболее крупных, придав большое значение самым малым неразветвленным элементарным притокам; во-вторых, положение о единстве эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах всего речного бассейна, начиная с приводораздельных территорий и заканчивая руслом реки, сформулированное Н.И. Маккавеевым [1955]. Кроме того, согласно представлениям С.М. Шумма, Р. Дж. Чорли, Ю.Г. Симонова [Динамическая..., 1992] водосборный бассейн является геоморфологической системой с прямыми и обратными связями, имеющей сложную структуру и характеризующейся особенностями функционирования, на которые оказывают влияние природные и антропогенные условия и факторы. Соответственно весь дальнейший анализ бассейна, построенный на этом положении, позволяет рассматривать не отдельные элементы, а их системы. Однако в этих исследованиях, как и в работах Р. Хортона, В.П. Философова, А. Сталера и др., не уделено должного внимания характеристике овражно-балочных систем, хотя установлено, что многие явления взаимодействия склоновых и русловых процессов изменяются на рубеже водотоков третьего — четвертого порядков [Симонов, 1988]. В последнее время появились работы, свидетельствующие о том, что морфометрия русел зависит от порядка бассейна. Так, на территории Румынии наибольшее число выпуклых продольных профилей обнаружено у водотоков первых порядков (61%). Их доля сокращалась от порядка к порядку, и к четвертому порядку их не осталось совсем [Clinciu, Lazer, 1992]. Для Среднерусской возвышенности получены данные о том, что в бассейне лощины (это первый порядок гидросети) большинство балок чаще всего второго — третьего порядка, а на рубеже четвертого порядка встречаются формы, переходные от балок к долинам [Гайворон, 1997].

Вместе с тем структура овражно-балочной сети крайне изменчива при различных базисах эрозии, ее густота и плотность сильно зависят от этого параметра. При малых глубинах базиса эрозии (до 20 м) густота оврагов составляет 0,02 км/км², их плотность — 0,31 ед./км², при глубинах базиса эрозии 60–100 м эти величины существенно выше — 0,26 км/км² и 1,8 ед./км² соответственно [География ..., 2006] (табл. 1.6).

Таблица 1.6

Влияние глубины базиса эрозии на показатели вариабельности густоты и плотности оврагов [География ..., 2006]

Глубина базиса эрозии, м	Средние показатели		Среднеквадратичное отклонение		Отклонения в пределах	
	густота, км/км ²	плотность ед./км ²	густота, км/км ²	плотность, ед./км ²	густота км/км ²	плотность ед./км ²
До 20	0,022	0,31	0,022	0,495	1,0	1,6
20–40	0,06	0,75	0,082	0,97	1,4	1,3
40–60	0,07	1,14	0,095	1,32	1,36	1,16
60–100	0,26	1,8	1,14	1,255	0,54	0,7

Исследования развитости различных структурных элементов овражно-балочной системы показали, что их сочетание зависит от размаха высот рельефа. При не-

больших глубинах базисов эрозии (менее 50 м) в ложинно-балочном расчленении преобладают ложины, при базисах эрозии глубиной более 50 м чаще встречаются балки, при базисах эрозии глубиной 100 м ложины вообще отсутствуют [Каташ, 1990; География..., 2006].

Важным показателем структуры овражно-балочной сети является соотношение морфометрических параметров и порядка водотока. Анализ шести хорошо развитых овражно-балочных систем Центрального и Центральнo-Черноземного районов европейской территории России (ЕТР) показал, что овражно-балочные системы четвертого порядка в среднем имеют около трех водосборов третьего порядка, второго порядка — 13 и первого — 68 [Бондарев и др., 2000]. Однако общая площадь водосборов первых порядков в овражно-балочных системах несколько выше (62%) по сравнению с нормой (50%). Средние длины водотоков в пределах Центральнo-Черноземного района также возрастают по порядку: длина водотока равна удвоенной длине водотока предыдущего порядка. Приблизительно такая же закономерность была отмечена Н.А. Ржаницыным [1985], принявшим за водотоки первого порядка эрозионные формы средней длиной 800 м. При этом уклоны по потокам разных порядков в овражно-балочных системах убывают по мере увеличения порядка водотока примерно в 2 раза.

С точки зрения структуры площадей в малом водосборном бассейне, где первые три—четыре порядка представлены овражно-балочной сетью, можно привести бассейн р. Локны [Бондарев и др., 2012, 2014]. Была составлена морфометрическая карта территории склонов его водосборного бассейна. По топографической карте (масштаб 1 : 100 000) было выделено и проанализировано 1293 склона (табл. 1.7). При этом площади днищ долин не учитывались (в связи с масштабом исследования), а за нижнюю границу склоновой фasetки принимался тальвег принимающего водотока. Сама р. Локна имеет пятый порядок. Если учесть, что использованный масштаб исследования предполагает в среднем потерю одного порядка, то в действительности р. Локна и ее водосборный бассейн соответствуют шестому порядку. Во избежание путаницы ниже рассматриваются порядки, отраженные на карте в масштабе 1 : 100 000. При этом элементарной склоновой фasetке присваивался порядок эрозионной формы, на которую она опирается.

Таблица 1.7

Обобщенные морфометрические показатели склонов водосборного бассейна р. Локны
 $(N_{\text{скл}}$ — порядок склона; $n_{\text{скл}}$ — количество склонов; $F_{\text{скл, ср}}$ — средняя площадь склона;
 $F_{\Sigma \text{скл}}$ — суммарная площадь однопорядковых склонов; $L_{\text{ср}}$ — средняя длина линий тока;
 $I_{\text{скл}}$ — уклон склона; $(L_{\text{скл}} I_{\text{скл}})_{\text{ср}}$ — средняя величина эрозионного индекса рельефа;
 σ — стандартное отклонение)

$N_{\text{скл}}$	$n_{\text{скл}}$		$F_{\text{скл, ср}}$		$F_{\Sigma \text{скл}}$		$L_{\text{ср}}$		$I_{\text{скл}}$		$(L_{\text{скл}} I_{\text{скл}})_{\text{ср}}$	
	шт.	%	км ²	σ, км	км ²	%	М	σ, м	абс.	Σ	абс.	Σ
1	798	62	0,13	0,08	102,1	58	221,9	80,0	0,110	0,076	1,04	0,78
2	277	21	0,13	0,11	36,2	21	288,5	110,6	0,090	0,065	1,49	0,87
3	123	9	0,13	0,12	15,7	9	258,7	100,4	0,113	0,063	1,04	0,90
4	47	4	0,19	0,15	8,9	5	256,7	99,8	0,143	0,061	1,96	0,84
5	51	4	0,23	0,20	11,8	7	315,5	113,8	0,131	0,061	1,98	1,13

Большая часть элементарных склонов в водосборном бассейне р. Локны (62%) имеет первый порядок. С ростом порядка количество однопорядковых склонов уменьшается и на уровне четвертого — пятого порядков не превышает 4%. Общая площадь склонов в бассейне — 174,8 км². При этом распределение площадей склонов разных порядков примерно соответствует их распределению по количеству: наибольшая суммарная площадь (58%) соответствует первому порядку, далее она убывает и на уровне четвертого — пятого порядков составляет 5–7%. Следовательно, склоны овражно-балочной сети, представляющие первые три–четыре порядка, занимают подавляющее количество территории как по площади, так и по количеству склоновых фасеток.

Анализ площадей элементарных фасеток показал, что при их средней величине 0,14 км² стандартное отклонение составляет 0,11 км², т.е. наблюдается довольно значительный разброс величин. При этом средние площади склонов первых трех порядков одинаковы — 0,13 км². Вероятно, это связано со стабилизацией структуры верхних звеньев гидрографической сети в современных ландшафтно-климатических условиях. В то же время происходит увеличение средней площади склонов, прилегающих к четвертому и пятому порядкам водотоков и уклонов, с ростом порядка. Поэтому можно предположить, что склоны четвертого–пятого порядков имеют больший потенциал для развития линейной и плоскостной эрозии. Об этом же свидетельствует возрастание средней величины фактора рельефа в эрозионных моделях с ростом порядка склона от первого до второго.

Скоррелированность параметров балочной системы показал А.И. Скоморохов [1991] на примере балок Курской области: наклон днища формы зависит от площади водосбора и ширины его плоской части. Уклоны растут с увеличением ширины днища и с уменьшением площади водосбора. Аналогичные результаты, связывающие длину формы с ее уклоном, Х.М. Ахмадов [1986] получил для оврагов. Он установил следующее: чем овраг длиннее, тем незначительнее величина угла наклона продольного профиля.

Для рытвинно-овражной сети в бассейнах территории Татарстана О.П. Ермолаев и С.Г. Курбанова [1992] выделили несколько поясов эрозии: пояс капельно-дождевой деструкции, микроручейковый, струйчатый, овражный пояса. При этом у первых двух порядков флювиальной сети развиты только первые три пояса эрозии, а у третьего порядка и выше наблюдаются все четыре.

Показательно исследование предельно высоких уровней разрушения территории эрозионными формами во Французских Альпах [Бондарев, 2007]. Сравнение плотности форм первого порядка и общей густоты расчленения водосборных бассейнов с различной степенью подверженности образованию бедлендов (табл. 1.8) показывает, что эти параметры в несколько раз выше в районах распространения бедлендов и достигают самых высоких значений — 161 ед/км² и 23,1 км/км² соответственно (т.е. на два порядка выше величин, которые встречаются даже в самых экстремальных условиях на равнинных территориях России (см. табл. 1.6)). На залесенной территории эти величины также довольно высоки (25 ед/км² и 8,0 км/км² соответственно), что, вероятно, связано с благоприятным для формирования высокой расчлененности территории сочетанием природных факторов (среднегорье, средиземноморский климат, высокая степень выветрелости мергелей). Рекультивированные территории по этим показателям занимают переходное место, демонстрируя сокращение длины эрозионной сети и количества тальвегов первого порядка по сравнению с территориями образования бедлендов.

Плотность и густота эрозионной сети с разной степенью пораженности бедлендами

Тип территории	Плотность форм первого порядка, шт./км ²	Общая густота, км/км ²
С развитым бедлендом	161	23,1
Рекультивированная	101	19,6
С неразвитым бедлендом	25	8,0

1.2.3. Структура речной сети

Реки — это относительно крупные постоянные водотоки, площадь водосбора которых составляет больше 50 км² [Михайлов и др., 2008]. Водотоки с меньшей площадью водосбора относят к самым малым рекам или ручьям. В совокупности они образуют речную сеть данной территории, в которой выделяются главные реки и их притоки. Для них характерно каскадное соподчинение, при котором впадение самого малого притока отражается в изменении размера и гидрологического состояния главной реки.

Речные системы возникают под влиянием эндогенных и экзогенных процессов и изменяются во времени [Морфоструктурный анализ..., 1979]. Наиболее значимые изменения в структуре речной сети обусловлены воздействием эндогенных процессов. Не менее важное значение для речной сети имеют литологические особенности территории и ее климат [Chase, 1992]. При благоприятных литологических условиях речная сеть возникает, если количество осадков превышает в умеренной зоне 250, в субтропиках — 500, в тропиках — 700–1000 мм [Работа..., 1987]. При наличии на водосборах трудноразмываемых пород русловые системы не возникают или предельно упрощены даже в условиях избыточного увлажнения. Длительная эволюция речной сети связана и с флювиальными процессами [Willgoose et al., 1991]. Характеристики речной сети в этом случае зависят от ее первичной структуры.

Речные сети отличает большая или меньшая сложность, а также тип рисунка сети [Алексеевский и др., 2004]. Тип рисунка и сложность сети характеризуют ориентированный (направленный) граф [Карасев, Худяков, 1984; Корытный, 2001]. Ему соответствует порядок «дерева» графа, число элементов, образующих граф определенного порядка, и т.п.

В зависимости от взаимного расположения долин рисунок долинной сети имеет древовидный, параллельный, решетчатый, перистый, радиально-концентрический, центробежный и лепестковый характер. За исключением древовидной системы организации долин все остальные типы систем характеризуют организацию водных потоков в пределах некоторой территории, большей по сравнению с площадью бассейна главной реки. Параллельный тип долинной сети возникает в областях складчатости, в условиях регрессии водоемов, при наличии круто наклоненных склонов, сложенных различными породами; решетчатый — в зонах распространения кристаллических пород. Перистый тип долинной сети свойственен территориям, в пределах которых долины формируются в условиях совпадения осей их простираения с осью прогибов. Радиальный тип присущ районам расположения вулканов центрального типа, межгорных впадин, сводовых поднятий, тектонических котловин [Динамическая..., 1992; Рычагов, 2006].

Для бассейнов отдельных рек речная сеть в основном имеет древовидный характер [Алексеевский и др., 2004]. Лишь в редких случаях рисунок речной сети

является стволовым, т.е. он включает лишь один водоток (рис. 1.13, *а*). Такой рисунок сети характерен для небольших по длине рек, вытекающих из озер.

В зависимости от соотношения площади водосборов право- ($F_{\text{пр}}$) и левобережных ($F_{\text{л}}$) притоков возникают варианты симметричных и асимметричных рисунков речной сети. Если $F_{\text{пр}} \approx F_{\text{л}}$, то речная сеть является симметричной (рис. 1.13, *б* — *д*). В противном случае она асимметрична. Наличие притоков на всем протяжении главной реки (в ее верхнем, среднем или нижнем течении) является признаком подобия рисунков речной сети [Алексеевский и др., 2004; Косицкий, 2003]. При непрерывном и последовательном расположении притоков в пределах всего водосбора рисунок речной сети считается равномерным (рис. 1.13, *б*, *е*, *к*). Если основные притоки реки сосредоточены в ее верховьях, то русловую сеть называют неравномерной привершинной (рис. 1.13, *в*, *ж*, *л*). Он присущ транзитным рекам, значительная часть водосбора которых расположена в зоне полупустынного или пустынного климата, а сток их формируется в горах. При преимущественном расположении притоков в среднем или нижнем течении возникают неравномерные Ф-образные (рис. 1.13, *з*, *з*, *м*) и корневые (рис. 1.13, *д*, *и*, *н*) сети.

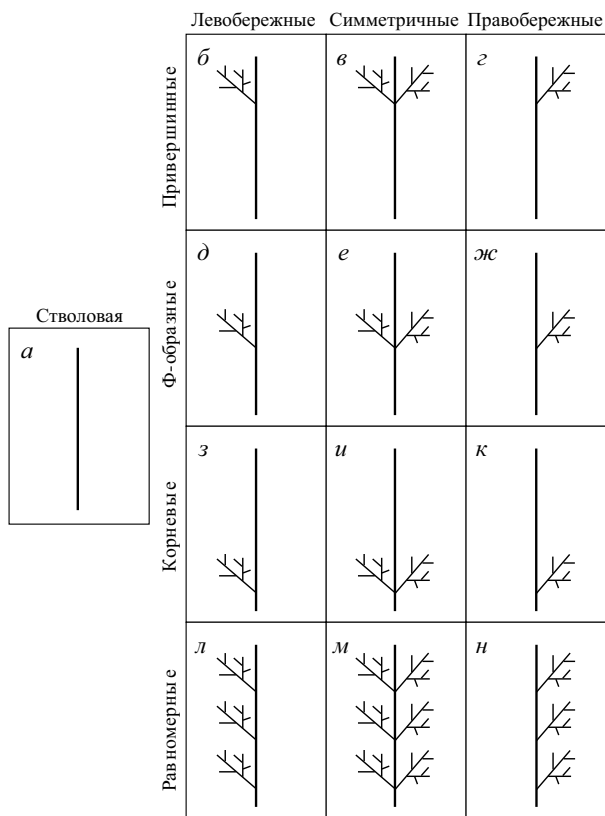


Рис. 1.13. Речная сеть:

а — стволовая; *б* — левобережная асимметричная привершинная; *в* — симметричная привершинная; *г* — правобережная асимметричная привершинная; *д* — левобережная асимметричная Ф-образная; *е* — симметричная Ф-образная; *ж* — правобережная асимметричная Ф-образная; *з* — левобережная асимметричная корневая; *и* — симметричная корневая; *к* — правобережная асимметричная корневая; *л* — левобережная асимметричная равномерная; *м* — симметричная равномерная; *н* — асимметричная равномерная

По абсолютным размерам элементы речной сети делятся на малые, средние и большие реки. В качестве характеристики размера рек обычно принимается площадь их водосбора [ГОСТ 17.1.1.02–77; Чеботарев, 1964], хотя для решения вопроса о размере реки одного признака обычно бывает недостаточно [Нежиховский, 1971]. Малыми реками считаются естественные водотоки, площадь водосбора которых $50 < F \leq 2000 \text{ км}^2$. Нижняя граница площади бассейна (50 км^2) разделяет малые реки и ручьи. Она достаточно условна [Михайлов и др., 2008]. Неоднозначна и верхняя граница площадей водосборов, соответствующая малым рекам. В разных природных условиях она колеблется от 2000 до 10 000 км^2 [Малые реки..., 1998]. Площадь средних рек находится в пределах от 2000 до 50 000 км^2 , площадь больших рек превышает 50 000 км^2 . При этом в число больших рек попадают водотоки площадью 50 000, 1 000 000 км^2 и более. Поэтому целесообразно различать крупные ($50 000 < F \leq 1 000 000 \text{ км}^2$) и крупнейшие реки ($F > 1 000 000 \text{ км}^2$).

Многие особенности процессов формирования вещественных потоков в бассейнах рек зависят от их формы [Аполлов и др., 1974]. Для сравнения подобия и отличий бассейнов рек по этому признаку используется коэффициент развития водораздельной линии (показатель компактности Гравелиуса). Он равен отношению периметра бассейна к периметру круга, равновеликого ему по площади. Форму водосбора характеризует и так называемый «эквивалентный прямоугольник» [Рош, 1971]. Этот параметр позволяет сравнивать бассейны с точки зрения влияния их формы на сток. В одинаковых климатических, орографических, почвенно-ботанических условиях в бассейне данной реки и в бассейне прямоугольной формы формируется одинаковый расход воды, если они подобны по величине показателя компактности Гравелиуса.

При указанных условиях между гидрографическими характеристиками возникают устойчивые эмпирические связи. Им соответствуют зависимости между площадью водосбора F и длиной рек L , имеющие степенной характер:

$$L = kF^\xi. \quad (1.10)$$

Эмпирические параметры k и ξ в этом уравнении достаточно устойчивы [Нежиховский, 1971]. Для 500 изученных рек они соответственно равны 1,36 и 0,56. Коэффициент k в этом уравнении является функцией формы водосбора. В условиях широких (округлых) водосборов он меньше 1,13. Для обычных (грушевидных) бассейнов коэффициент составляет $1,13 \leq k \leq 1,67$, а для узких (вытянутых) — превышает 1,67 (диапазоны изменения коэффициента k определены по соотношениям $F = aL^b$ [Нежиховский, 1971]). Эти диапазоны справедливы в основном для средних и крупных рек. В меньшей степени они соответствуют водосборам малых рек. Причина нарушения закономерности (1.10) состоит в том, что малые реки возникают не от водораздела, а на некотором удалении от этой гидрографической границы. Чем меньше площадь бассейна, тем большую часть его длины занимает участок, на котором русло реки еще отсутствует. Формирование первичных элементов русловой сети определено площадью водосбора, на которой должен сформироваться соответствующий критический расход воды. Он изменяется в разных климатических условиях вследствие отличий по слою осадков. Еще один фактор — местный уклон поверхности склона, определяющий энергию водного потока [Гарцман и др., 2008; Montgomery, Dietrich, 1989, 1992].

Площадь водосбора определяет объем воды, поступающий на его поверхность при выпадении атмосферных осадков, степень его перераспределения под влиянием орографических факторов, масштабы изменения времени добегания эф-

фективной части осадков от наиболее удаленной части бассейна до замыкающего створа и т.п. Площадь водосбора является гидрологическим признаком подобия рек по условиям формирования стока (табл. 1.9). Для рек ее величина изменяется в диапазоне значений от 10^7 до 10^{12} м². Одинаковой площади водосбора в разных природных условиях соответствуют отличающиеся характеристики речного стока.

Таблица 1.9

Размеры элементарных водосборов [Виноградов, Виноградова, 2008]

Стоковые элементы	Порядок размера площади, м ²	Характеристика размера площади водосбора
Первичные склоновые элементы	$10^{-2}-10^4$	Доли, единицы, десятки, сотни и тысячи квадратных метров; сотни и тысячи квадратных метров, гектары
Элементарные поверхностные водосборы	10^2-10^5	Сотни и тысячи квадратных метров, единицы и десятки гектаров
Малые бассейны	10^6-10^8	Единицы, десятки и сотни квадратных километров
Средние бассейны	10^9-10^{10}	Тысячи и десятки тысяч квадратных километров
Крупные бассейны	$10^{11}-10^{12}$	Сотни тысяч и миллионы квадратных километров

При равенстве зональных условий формирования составляющие речного стока нелинейно возрастают с увеличением площади водосбора F [Алексеевский и др., 2004], что обусловлено однозначной зависимостью между объемом поступления воды на поверхность речного бассейна W_0 и площадью водосборов F . В результате норма стока Q_0 возрастает с увеличением площади водосборов [Евстигнеев, 1990; Соколовский, 1968]. Параметры функции $Q_0 = f(F)$ для средних (зональных) рек изменяются в зависимости от ландшафтных особенностей формирования стока. Для полизональных и азональных рек статистическая связь между переменными ухудшается вследствие большего разнообразия факторов, влияющих на речной сток. Тем не менее площадь водосбора определяет величину годового стока и малых рек. Переход от зональных модулей годового стока M к стоку с площади водосборов менее 3000 км² осуществляется, например, с помощью редуционного коэффициента K , вычисляемого по формуле

$$K = \left(\frac{3000}{F} \right)^n, \quad (1.11)$$

где n — районный показатель степени редукиции, интегрально учитывающий гидрографические и морфометрические особенности речных водосборов [Пособие по определению..., 1984].

В разных природных условиях соответствие между площадью водосбора и средним многолетним расходом воды имеет зональный характер (табл. 1.10). При переходе от условий избыточного увлажнения (тундра) к аридным территориям происходит уменьшение нормы стока при $F = \text{const}$. Водоносность рек, формирующаяся в различных зональных условиях, может отличаться в 5–300 раз и более. Чем больше площадь водосбора, тем меньше зональные отличия

средних многолетних расходов воды вследствие увеличения естественной зарегулированности стока [Андреянов, 1960; Евстигнеев, 1990; Соколовский, 1968].

Таблица 1.10

Влияние площади водосбора на водоносность рек Q_0 ($\text{м}^3/\text{с}$) в различных природных зонах [Косицкий, 1999]

Природная зона	Площадь водосбора, км^2			
	100	1000	10 000	100 000
Тундра	10,3	47,9	223	1040
Тайга	2,24	17,2	132	1010
Смешанный лес	5,52	30,0	163	885
Лесостепь, степь	0,46	3,48	26,6	203
Полупустыни, пустыни	0,03	0,67	13,0	254

В зоне умеренного климата площадь водосборов — фактор, контролирующий изменение модуля стока воды [Комлев, 2006]. При увеличении площади водосбора модуль стока воды нелинейно возрастает до некоторого предельного значения, что характеризует все более полное дренирование реками подземных водоносных горизонтов [Владимиров, 1976; Комлев, 2006]. Лишь для исключительно засушливых водосборов более характерно уменьшение общих потерь стока и модуля стока при возрастании площади речных бассейнов [Евстигнеев, 1990]. При превышении некоторого значения площади водосбора ($F_{\text{кр}}$) модуль стока остается практически постоянным при любой площади $F > F_{\text{кр}}$.

Площадь водосбора также определяет величину максимальных расходов воды. При прочих равных условиях максимальные годовые расходы и расходы воды в период половодья — возрастающая функция площади водосбора F . Они убывают при увеличении естественной зарегулированности стока [Евстигнеев, 1990]. Максимальные модули стока при увеличении площади водосбора уменьшаются, что учитывает редукционная зависимость [Соколовский, 1968]:

$$M_{Q_p} = \frac{A_p}{(F + 1)^m}, \quad (1.12)$$

где M_{Q_p} — максимальный модуль стока ежегодной вероятности превышения (обеспеченности) P ; A_p , m — параметры, закономерно изменяющиеся в пределах больших территорий. Величина A_p характеризует максимальный модуль стока с элементарного водосбора или максимальную интенсивность поступления воды со склонов в русловую сеть. Индивидуальные особенности бассейнов рек в отношении влияния F на величину A_p зависят от их залесенности, заболоченности и озерности. Уменьшение максимального расхода воды в период половодья в 2 раза возможно при увеличении озерности δ от 0 до 5%, заболоченности δ_1 — от 0 до 30%, залесенности δ_2 — от 0 до 60% [Руководство по определению..., 1973]. Учет этих факторов достигается за счет введения в (1.12) коэффициентов δ , δ_1 , δ_2 , т.е.:

$$M_{Q_p} = \frac{A_p}{(F + 1)} \delta \delta_1 \delta_2. \quad (1.13)$$

Величина параметра A_p , определяемого обратным расчетом по фактическим данным с использованием уравнения (1.13), закономерно изменяется по территории [Евстигнеев, 1990; Христофоров, 1993]. Однако чаще этот параметр заменяется произведением слоя максимального стока h_p на коэффициент дружности половодья k_0 . В этом случае

$$M_{Q_p} = \frac{k_0 h_p}{(F + 1)^m} \delta \delta_1 \delta_2. \quad (1.14)$$

При фоновой относительной площади лесов в пределах средних бассейнов зоны (ЕТР 60–65%) и при высокой степени заболоченности (до 20–30%) зональный коэффициент редукиции максимального стока $m = 0,3–0,4$ [Евстигнеев и др., 2004]. Параметр m для горных рек примерно одинаков ($m = 0,15$). На севере Западной Сибири, где распространены бугристые и полигональные болота, использование соотношения (1.14) имеет определенную специфику [Гидрология заболоченных..., 2009].

В структуре речной сети каждому постоянному водотоку можно присвоить некоторый численный код (порядок N), зависящий от расположения реки в иерархии сопряженных потоков. Этот подход к формализации речной сети впервые использовал Р. Хортон [1948]. В дальнейшем эта идея использовалась его многочисленными последователями (табл. 1.11). В рамках Хортон-анализа структуры речных систем обязательно выделение элементарных водотоков — рек первого порядка. В зависимости от их расположения относительно главной реки, их числа и сопряжения определяются порядки более крупных рек. В качестве рек первого порядка принимаются водотоки, которые представляют собой первые структурные элементы речной сети. Поскольку они могут выделяться неоднозначно, каждому способу задания начального элемента речной сети соответствуют разные водотоки, хотя для всех этих водотоков выполняется условие $N = 1$.

Таблица 1.11

Основные схемы формализации структуры речной сети

Авторы схемы	Алгоритм изменения порядка реки	Величина порядка реки	
		дискретная/ непрерывная	дробная/ целочисленная
Р. Хортон [1948] — А. Стралер [Strahler, 1952] — В.П. Фило-софов [1967]	Река порядка N_{ct} образуется при слиянии двух рек порядка $N_{ct} = 1$	Дискретная	Целочисленная
Н.А. Ржаницын [1960]	Река порядка N_p образуется при слиянии двух рек порядка $N_p = 1$ либо при впадении в реку по-рядка $N_p = 1$ подряд двух рек по-рядка $N_p = 2$	Дискретная	Целочисленная
Е.А. Черных [1971]	Река порядка N_q образуется при слиянии двух рек порядка $N_q = 1$. Река первого порядка соответ-ствует водотоку длиной 10–15 км	Дискретная	Целочисленная

Авторы схемы	Алгоритм изменения порядка реки	Величина порядка реки	
		дискретная/ непрерывная	дробная/ целочисленная
Н.И. Алексеевский [1998]	Порядок реки, по Е.А. Черных, $N_ч = m$, для которого справедливо неравенство $2^{m-1} < S_1 < 2^m - 1$, где S_1 — число рек первого порядка (притоков длиной 10–15 км)	Непрерывная	Целочисленная
Р. Шриве [Shreve, 1966]	Мощность речной сети $N_{шр} = S_1$, где S_1 — число рек первого порядка (не имеющих притоков)	Дискретная	Целочисленная
А. Шайдеггер [1964]	$N_{ш} = 1 + \log_2 S_1$, где S_1 — число рек первого порядка (не имеющих притоков)	Непрерывная	Дробная
Н.И. Алексеевский [2000]	$N_{ш} = 1 + \log_2 S_1$, где S_1 — число рек первого порядка (реки длиной менее 10 км выше створа определения $N_{ш}$)	Непрерывная	Дробная

Р. Хортон [1948] считал, что река первого порядка — первый водоток, не имеющий притоков. Порядок водотока увеличивается только в результате слияния двух водотоков одного и того же порядка. Главная река при этом не изменяет своего порядка от истока до устья, что является главным недостатком этой методики определения порядков рек. А. Стралер [Strahler, 1952] и В.П. Философов [Философов, 1967] отказались от этого представления. Они использовали главную идею Р. Хортона для учета изменения порядка главной реки. Порядки рек по А. Стралеру ($N_{ст} > 1$) обладают двумя основными свойствами. В системе таких рек представлено не менее двух водотоков с порядками $N_{ст} = 1$. Речные системы могут включать притоки, порядок которых меньше порядка главной реки. Если в главную реку с порядком $N_{ст} = J$ не впадает ни одного притока аналогичного размера, ее порядок сохраняется независимо от числа притоков с величиной $N_{ст} \leq J - 1$. Этот недостаток в некоторой степени исправлен в системе кодирования рек Н.А. Ржаницина [1960]. Он предложил изменять порядок водотока N_p не только при слиянии рек одинакового порядка, но и если в реку с порядком $N_p = J$ впадают две реки с $N_p = J - 1$.

При структурной организации русловых систем в качестве начального элемента речной сети обычно принимали водотоки, располагающиеся в овражно-балочной сети [Ржаницын, 1960; Хортон, 1948; Strahler, 1952]. К этому подталкивало удобство выделения элементарных бассейнов на картах. Неразветвленные элементы овражно-балочной сети принимались для определения реки первого порядка [Ржаницын, 1960], хотя фактически в них формируются временные водотоки или небольшие ручьи, которые не попадают в категорию «реки». В этом смысле более объективно выделение начальных элементов речной сети по некоторой характерной длине водотоков, информация по которым приведена в справочниках Государственного водного кадастра. Е.А. Черных [1971] использовала для этого характерную длину рек 10–15 км. В этом случае порядок реки в произвольном створе речной сети можно оценить по дихотомической системе укрупнения рек

или с помощью метода последовательных приближений, используя неравенство [Алексеевский, 1998; Алексеевский, Гайкович, 1987]

$$2^{m-1} < S_1 < 2^m - 1, \quad (1.15)$$

где S_1 — число притоков длиной 10–15 км, m — параметр итераций.

Значение m , для которого выполняется неравенство (1.15), принимается в качестве порядка реки N_q . Поскольку в этой системе кодирования структуры речной сети порядок реки изменяется только при слиянии рек одинакового порядка, величина N_q сохраняется неизменной в широком диапазоне изменения числа рек длиной 10–15 км. Например, рекой двенадцатого порядка является водоток, в бассейне которого имеется 2048 и 4095 малых рек такой длины [Алексеевский, 1998]. Если же таких рек 4096, то порядок главной реки скачкообразно возрастает до $N_q = 13$. Этот недостаток в полной мере относится и к другим системам определения N , в частности, к системе А. Стралера [Strahler, 1952]. Минимально необходимое количество водотоков S_1 , необходимое для изменения порядка реки от значения $N_{ct} = J$ к значению $J + 1$, характеризует зависимость, представленная на рис. 1.14.

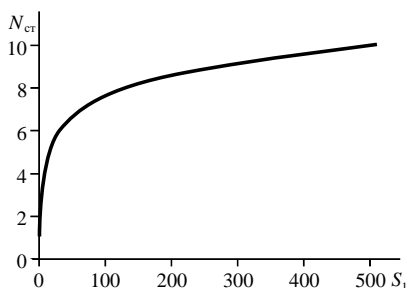


Рис. 1.14. Зависимость порядка реки N_{ct} от числа рек первого порядка S_1

Наибольшую степень синхронизации порядка реки и количества водотоков первого порядка в ее бассейне обеспечивает использование схемы кодирования рек Р. Шриве [Shreve, 1966]. Он применял понятие «мощность речной системы» $N_{шр}$, принимая ее равной количеству элементарных водотоков S_1 , образующих эту систему, т.е.

$$N_{шр} = S_1. \quad (1.16)$$

При наличии в системе 1000 водотоков первого порядка $N_{шр} = 1000$. Однако оперировать такими цифрами неудобно. Поэтому А. Шайдеггер предложил использовать преобразование величины $N_{шр}$, используя уравнение [Шайдеггер, 1964]

$$N_{ш} = \log_2(2^M + 2^P), \quad (1.17)$$

где M и P — порядки сливающихся рек. Это уравнение можно привести к виду

$$N_{ш} = 1 + \log_2 S_1, \quad (1.18)$$

где S_1 — число рек первого порядка в бассейне реки выше створа определения $N_{ш}$. В качестве рек первого порядка удобно использовать водотоки длиной менее 10 км, данные о которых помещены в справочнике «Гидрологическая изученность...» [Алексеевский, 2000].

Различия подходов к заданию первого порядка рек не препятствуют хорошей скоррелированности значений N , полученных в разных системах их определения (рис. 1.15). Это позволяет при необходимости переходить из одной в другую систему исчисления порядков рек.

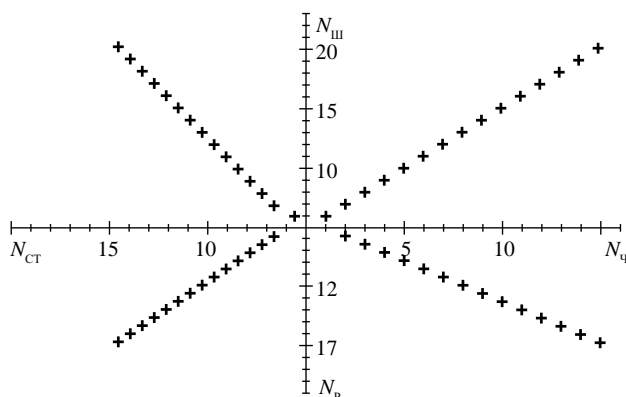


Рис. 1.15. Коаксиальная система зависимостей между порядками рек в различных системах кодировки водных потоков:
 $N_ч$ — Е.А. Черных, $N_ш$ — А. Шайдеггера; $N_ст$ — А.С. Стралера — В.П. Философова;
 N_p — Н.А. Ржаницына [Малые реки ..., 1998]

Порядок рек обуславливает закономерное изменение гидрографических, гидрологических и морфодинамических характеристик рек и их русел [Алексеевский и др., 2004; Косицкий, 2003; Ржаницын, 1960, 1985]. Соответствие между параметрами структуры речной сети и указанными характеристиками нарушается в бассейнах озерных рек. При наличии в бассейнах рек проточных озер относительно возрастает площадь водосборов, нарушаются закономерные изменения стока воды. Это обусловлено проблемой определения порядка таких рек. Ее преодоление возможно на основе региональной зависимости между средним многолетним расходом воды рек Q_0 и их порядками: по известной величине Q_0 определяется порядок реки N . Аналогично при необходимости можно определить порядок зарегулированных рек.

1.2.4. Фрактальная геометрия речных сетей¹

Термин «фрактал» был предложен Б. Мандельбротом [Mandelbrot, 1977] для обозначения сложных геометрических фигур, которые при неограниченном увеличении разрешения (увеличении изображения, масштабировании) не теряют своей сложности. Первоначально (цит. по: [Федер, 1991, с. 19]) было дано следующее определение: «Фракталом называется множество, размерность Хаусдорфа — Безиковича которого строго больше его топологической размерности». В случае русловых сетей таким множеством является множество точек, образующих рисунок русловой сети. Топологической размерностью этого множества будет единица (размерность линии). Размерность Хаусдорфа — Безиковича D определяется как критическая размерность, при которой мера M_d , представляемая как сумма некоторой пробной степенной функции $\gamma(d)\delta^d$, в пределе скачком изменяет свое значение с 0 до бесконечности:

¹ В разд. 1.2.4 обозначения приняты в авторской редакции (автор — А.Ю. Сидорчук).

$$M_d = \sum \gamma(d) \delta^d = \gamma(d) N(\delta) \delta^d \xrightarrow{\delta \rightarrow 0} \begin{cases} 0 & \text{при } d > D \\ \infty & \text{при } d < D \end{cases} \quad (1.19)$$

где δ — характерный размер некоторого измерителя, N — количество измерителей, необходимых чтобы покрыть геометрическую фигуру. Если измерителями являются прямолинейные отрезки (случай речной сети), то δ — это их длины, а коэффициент $\gamma(d) = 1$. При показателе степени d , равном размерности Хаусдорфа — Бесиковича (или фрактальной размерности) D , и $\delta \rightarrow 0$, $N \rightarrow \infty$ мера M_D приобретает определенное значение. В этом предельном случае

$$\delta^D = \frac{M_D}{N(\delta)}, \quad (1.20)$$

фракталом будет сеть отрезков линий при $1 < D < 2$.

Формулу (1.20) можно представить в виде

$$\delta^{D-1} = \frac{M_D}{\delta N(\delta)} = \frac{M_D}{L(\delta)}, \quad (1.21)$$

где $L(\delta)$ — общая длина сети, измеренная (покрытая) с помощью отрезков длиной δ . Чем короче отрезок-измеритель, тем более точно измеряется общая длина речной сети и соответственно $L(\delta)$ увеличивается с уменьшением δ . Для практических вычислений D используются общие длины сети, измеренные с помощью отрезков (измерителей) разной длины ($\delta_2 > \delta_1$):

$$D - 1 = \frac{\ln L(\delta_1) - \ln L(\delta_2)}{\ln(\delta_2) - \ln(\delta_1)} \quad (1.22),$$

или определяется угол наклона прямой на графике $L = f(\delta)$, построенном в логарифмических координатах (рис. 1.16).

Для вычисления фрактальной размерности речной сети необходимо кодирование ее рисунка, которое может осуществляться разными способами. Стандартная процедура выделения разных рек — снизу вверх, она применяется в гидрографии, предполагает назначение устья и истока для главной реки, для всех притоков, впадающих в главную реку, для притоков этих притоков и т.д. вплоть до бесприточных водотоков (постоянных и временных). В качестве кодов обычно используются названия водотоков или последовательные номера. При этом длина реки измеряется по осевой линии, которая повторяет изгибы речного русла во время межени.

Речная сеть (сеть постоянных и пересыхающих водотоков) в каждый конкретный момент времени является только частью эрозионно-русловой сети, которая включает в себя также временные водотоки самых разных размеров. При кодировании водотоков снизу вверх речная сеть полностью совпадает с эрозионно-русловой сетью вплоть до некоторой минимальной длины притоков.

Для территории Северной Евразии в границах бывшего СССР имеются данные инвентаризации водных объектов, выполненной в 1958–1962 гг. Гидрометеослужбой СССР. Задачей инвентаризации являлся подсчет числа и размеров водотоков по единой методике и на единой картографической основе (карта в масштабе 1 : 100 000). Были составлены списки всех рек длиной более 10 км, измерена их длина, а для более крупных рек (длиной свыше 50 км) определена площадь водосбора. Количество самых малых рек (длиной < 10 км, но $\geq 0,5$ км на равнинах

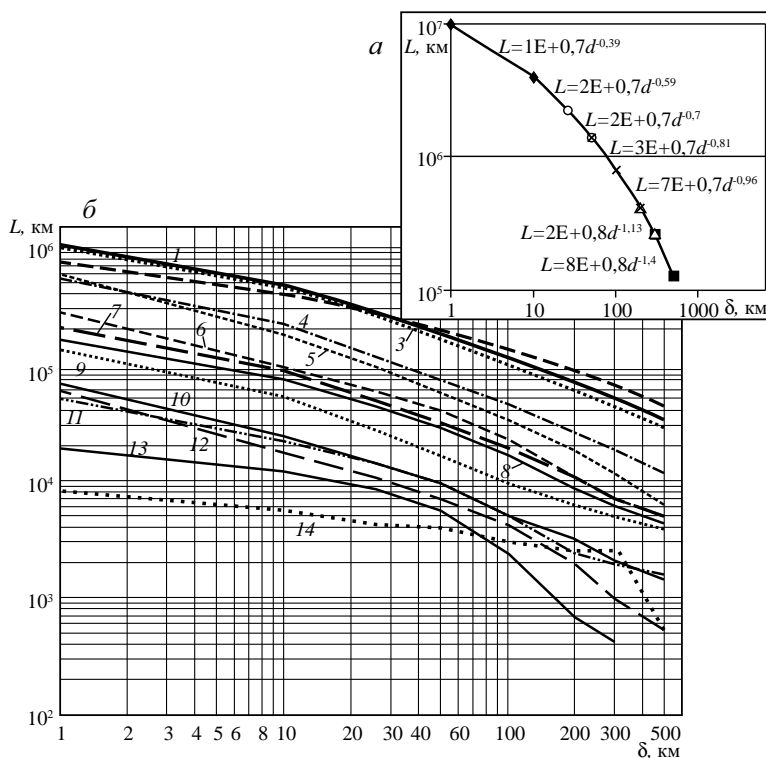


Рис. 1.16. Зависимость общей длины L от длины измерителя δ для всей речной сети Северной Евразии (а) и отдельных крупных речных бассейнов (б):

1 — Лена; 2 — Обь; 3 — Енисей; 4 — Амур; 5 — Колыма; 6 — Северная Двина; 7 — Индигирка; 8 — Хатанга; 9 — Яна; 10 — Неман; 11 — Мезень; 12 — Волхов; 13 — Онега; 14 — реки бессточного Обь-Иртышского междуречья

и 1 км — в горах) и их общая длина подсчитывались суммарно по бассейнам малых и средних рек. Результаты инвентаризации приведены в «Ресурсах... [1958...] и обобщены в монографии [Доманицкий др., 1971]. Эти данные использованы для расчетов фрактальной размерности речных сетей.

Речные сети (и в еще большей степени эрозионно-русловые сети) фрактальны в рамках определения Мандельброта [2002], так как они самоподобны лишь в некотором смысле. Это самоподобие выражается в сохранении древовидного рисунка при масштабировании, хотя структура этой древовидности может быть разной при разной степени разрешения изображения. Главное условие фрактальности объектов — неисчезающая сложность при увеличении масштаба — сохраняется для речных сетей Северной Евразии вплоть до элементов длиной около 1 км. При дальнейшем увеличении масштаба речные сети не усложняются. Эрозионно-русловые сети сохраняют сложность при масштабировании вплоть до размера элементов в несколько сантиметров — отдельных струек воды на склоне во время дождя.

Дальнейший анализ речных сетей ограничивается минимальной длиной их элементов, составляющей 1 км. Так как все длины рек даны с учетом их извилистости в условиях межени, а измеритель представляет собой прямолинейный отрезок, анализируется «выпрямленная» речная сеть. Зависимость суммарной

длины русловой сети от длины измерителя строится согласно методике, предложенной Л. Ричардсоном. Измерителем в данном случае будут длины рек, входящих в систему, в порядке их убывания (до 1 км).

Графики зависимостей общей длины $L_i(\delta)$ от длины измерителя δ_i для ряда крупных рек Северной Евразии (см. рис. 1.16) показывают, что структуры речных сетей разных бассейнов в целом статистически подобны: линии на графиках образуют семейства параллельных друг другу линий. При этом полного самоподобия у конкретных речных сетей нет: наклон каждой линии, или фрактальная размерность по формуле (1.22), меняется с изменением длины измерителя на всем протяжении графика. Степенной закон при масштабировании не выдерживается даже в пределе (когда длина измерителя стремится к минимуму), так что говорить о фрактальности степенного (Хаусдорфова) вида нельзя. Тем не менее можно выбрать достаточно протяженные части графиков (обычно в интервале $1 < \delta_i < 100$ км), которые аппроксимируются единым степенным законом

$$L(\delta) = M_D \delta^{1-D}. \quad (1.23)$$

Еще лучше эти части графиков аппроксимируются степенной зависимостью с переменным показателем степени и переменной мерой:

$$L(\delta) = M_{D_0} \exp(-a\delta) \delta^{1-D_0 \exp(b\delta)}. \quad (1.24)$$

В пределе (при $\delta \rightarrow 0$) эти две зависимости и их производные совпадают. Конечно, такое предельное соотношение выходит за рамки физически существующей речной сети, как и для всех естественных фракталов. Так как коэффициент b намного меньше единицы, на физическом пределе существования речных сетей ($\delta = 1$ км) различия между D и D_0 в формулах (1.23) и (1.24) составляют лишь несколько процентов.

На участках с длиной измерителя 26–10 и 10–1 км экспериментальные кривые аппроксимируются обеими формулами (1.23, 1.24). Фрактальные размерности для этих участков, полученные по формуле (1.23), — D_{10} и D_1 соответственно — близки по величине к предельной фрактальной размерности D_0 , полученной по формуле (1.24). Эти величины связаны между собой линейными зависимостями.

Величина фрактальной размерности указывает на степень неравномерности вклада относительно более длинных и относительно более коротких рек в общую длину речной сети. Это видно из производной длины речной сети по длине измерителя. Для формулы (1.23) она записывается в виде

$$\frac{\partial L(\delta)}{\partial \delta} = (1 - D) M_D \delta^{-D}. \quad (1.25)$$

Эта формула соответствует усеченному степенному распределению, когда усечение проводится при $\delta_{\min} = 1$. Для формулы (1.24) выражение для производной более сложное, но величина производной мало отличается от вычисленной по уравнению (1.25).

При $D > 1$ прирост общей длины речной сети с уменьшением δ тем больше, чем меньше δ и чем больше D . Это означает, что с увеличением D в древовидном рисунке речной сети и в общей ее длине начинают все более и более доминировать реки относительно малой длины. Так, согласно (1.23) вклад рек ΔL в диапазоне

длин от δ_1 до δ_2 ($\delta_2 > \delta_1$) в общую длину речной сети $P = \frac{\Delta L}{\sum_{L > \delta_0} L}$ связан с фрактальной размерностью зависимостью

$$P = \left(\frac{\delta_1}{\delta_0} \right)^{1-D} - \left(\frac{\delta_2}{\delta_0} \right)^{1-D}, \quad (1.26)$$

в которой δ_0 — самая малая длина измерителя для естественного фрактала, которая для речных сетей Северной Евразии равна 1 км. Из (1.26) следует, что доля рек с длинами в диапазоне 1–10 км изменяется от ~20% при $D = 1,1$ до 90% при $D \rightarrow 2$. Формула (1.24) дает несколько иные цифры, но имеет ту же тенденцию.

Рассмотрим распределение величины D_1 — частной фрактальной размерности, вычисленной для участков речной сети в диапазоне длин водотоков 1–10 км, по территории бывшего СССР (рис. 1.17):

$$D_1 = 1 - \frac{\ln L(\delta_{>1}) - \ln L(\delta_{>10})}{\ln(1) - \ln(10)} = 1 + \frac{\ln L(\delta_{>1}) - \ln L(\delta_{>10})}{2,3036}. \quad (1.27)$$

Этому диапазону измерителя соответствуют самые малые реки с долей P_1 в общей длине речной сети

$$P_1 = 1 - 10^{(1-D_1)}. \quad (1.28)$$

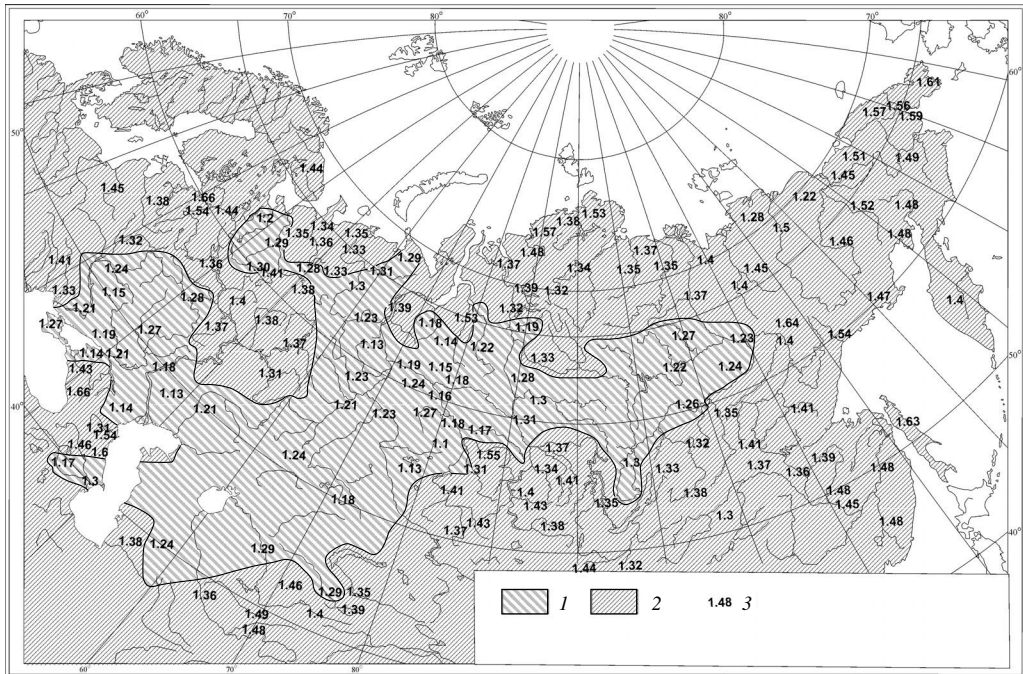


Рис. 1.17. Схема распределения величин фрактальной размерности D по территории Северной Евразии. Бассейны:

1 — $c D < 1,3$; 2 — $c D \geq 1,3$; 3 — величины D для отдельных бассейнов

Для территории Северной Евразии фрактальная размерность речных сетей изменяется в диапазоне 1,1–1,7, что соответствует суммарной длине самых малых рек (длиной 1–10 км), составляющей 20–80% от общей длины речной сети. Если рассматривать фрактальные размерности отдельных речных бассейнов как некоторую случайную переменную, то ее распределение соответствует нормальному

распределению с большой степенью точности (рис. 1.18). Это говорит о большом количестве факторов, которые влияют на величину фрактальной размерности речной сети, т.е. на ее структуру.

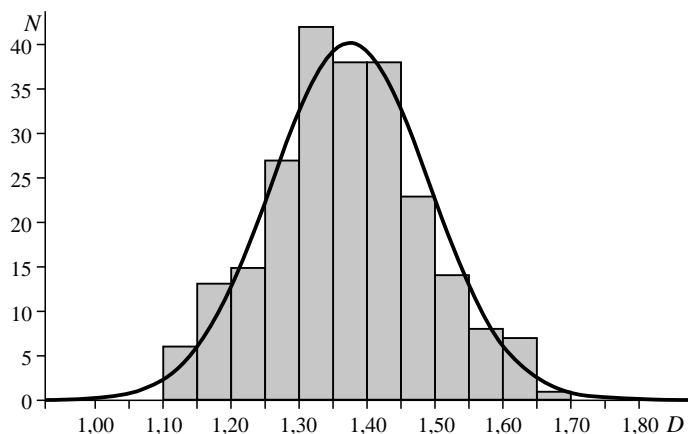


Рис. 1.18. Гистограмма величин частной фрактальной размерности D_1 для речных бассейнов Северной Евразии

Многофакторность явления не позволяет ожидать значительных корреляций с отдельными факторами, однако на уровне тенденций они все же прослеживаются.

Во-первых, достаточно очевидна связь фрактальной размерности с высотой речного водосбора, т.е. с глубиной вреза речной сети. Все речные бассейны с $D_1 < 1,3$ (доля самых малых рек — длиной 1–10 км — $P_1 < 50\%$) расположены на равнинах Северной Евразии — Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Центрально-Якутской. Для среднегорья и для гор характерны значения D_1 от 1,4–1,5 до 1,7 (P_1 от 60–70 до 80%).

Во-вторых, видна связь фрактальной размерности с увлажненностью территории. На Восточно-Европейской равнине D_1 уменьшается с севера на юг и с запада на восток, следуя уменьшению слоя осадков и стока, а также понижению уровня грунтовых вод. В Западной Сибири зональность не столь отчетлива, так как территория заболочена. Однако минимальная фрактальная размерность отмечается на менее увлажненной южной части низменности — южнее широтного отрезка р. Оби, а севернее она увеличивается с ростом увлажненности. В среднегорье и высокогорье величина фрактальной размерности не зависит от увлажненности территории, во всяком случае для больших водосборов.

Фрактальная размерность как показатель неравномерности распределения рек по длинам в речной сети не имеет аналога среди других морфометрических показателей, которые используются при описании речных сетей. Наиболее близкими к ней являются бифуркационные отношения в системе Р. Хортонa, но и здесь для получения единого показателя — фрактальной размерности D — требуются два бифуркационных отношения — отношение числа водотоков двух последующих порядков R_N и отношение длин водотоков двух последующих порядков R_L [Федер, 1991].

Величина меры M_D согласно формулам (1.23) и (1.24) равна суммарной длине речной сети при $\delta = 1$. Это очень удобно, так как все справочные источники [Ре-

сурсы..., 1958] содержат сведения о полной длине речной сети, т.е. о сумме длин рек с минимальной длиной около 1 км, которая и является мерой M_D в километрах. Мера и фрактальная размерность рек Северной Евразии между собой не связаны, так как при одинаковой общей длине речной сети на водосборе распределение рек по диапазонам длин может быть разным.

Все эмпирические данные о структуре речных сетей дают величины фрактальной размерности от 1,1 до 1,7, хотя усеченное степенное распределение может характеризоваться показателями степени > 2 . Все исследованные речные сети соответствуют положениям фрактального подхода, согласно которому их размерность больше эвклидовой размерности линии (единица) и меньше эвклидовой размерности плоскости (два).

Обычно говорят о степени покрытия плоскости линиями фрактального объекта, которая увеличивается с увеличением D . Для речных сетей можно сделать следующий вывод: площадь водосбора F должна положительно коррелироваться с мерой M_D , а фрактальная размерностью D — с плотностью речной сети. Эмпирические данные подтверждают такие корреляции (рис. 1.19): площади водосборов рек Северной Евразии линейно связаны с мерами M_D (т.е. суммарными длинами рек длиной не менее 1 км), а отношения $K_D = M_D/F$ (которые можно назвать фрактальной плотностью речной сети) — с фрактальными размерностями (рис. 1.20). Общая связь (достоверность аппроксимации $R^2 = 0,608$) выглядит следующим образом:

$$M_D = 1,4(D_1 - 1)F. \quad (1.29)$$

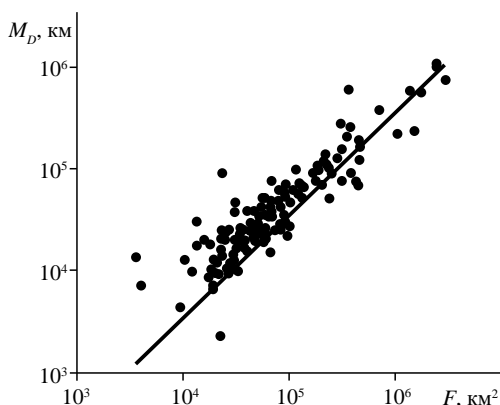


Рис. 1.19. Связь меры M_D (км) с площадью водосбора F (км²) для рек Северной Евразии

В области больших значений фрактальной размерности эта связь лучше аппроксимируется экспонентой

$$\frac{M_D}{F} = 0,17 \exp[2,77(D_1 - 1)], \quad (1.30)$$

но достоверность аппроксимации слегка уменьшается ($R^2 = 0,58$). Она незначительно увеличивается при использовании более сложных полиномиальных опи-

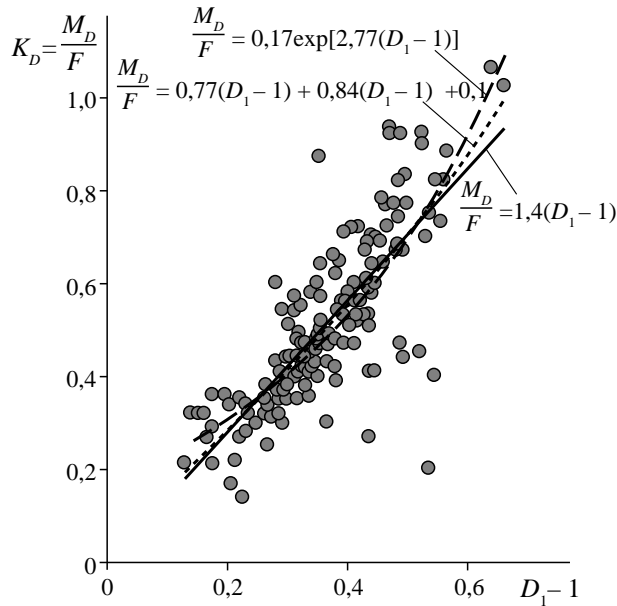


Рис. 1.20. Связь густоты $K_D = \frac{M_D}{F}$ (км/км²) с величиной частной фрактальной размерности D_1 речных сетей Северной Евразии

связи зависимости, представленных на рис. 1.20. Так, при аппроксимации полиномом второй степени $R^2 = 0,611$:

$$\frac{M_D}{F} = 0,77(D_1 - 1)^2 + 0,84(D_1 - 1) + 0,1. \quad (1.31)$$

Нелинейные аппроксимации дают положительный свободный член. Тогда при фрактальной размерности $D_1 = 1$ имеется ненулевая густота речной сети $M_D/F = 0,1-0,17$, что имеет определенный физический смысл.

Анализ структуры речных сетей Северной Евразии указывает как на наличие фрактальности, так и на ее отличие от хорошо исследованной фрактальности степенного масштабирования. В области физического существования речных сетей с минимальной длиной отрезка-измерителя (около 1 км) зависимость суммарной длины речной сети от длины измерителя не описывается двухпараметрическим степенным законом, но требует введения дополнительных параметров. Одним из вариантов аппроксимации, в пределе сохраняющим все характеристики степенного масштабирования, является формула (1.24) с переменным показателем степени и переменной мерой степенного масштабирования. Другим вариантом является частная аппроксимация нестепенной зависимости степенным законом (1.23) на некотором участке общей кривой и получение частных фрактальных размерностей (таких как D_1 и D_{10}).

В рамках фрактального подхода с увеличением фрактальной размерности D увеличивается степень покрытия плоскости линиями фрактального объекта. Для речных сетей Северной Евразии это положение полностью подтверждается эмпирической зависимостью (1.29). Меры M_D положительно коррелированы с площа-

дями водосборов F , а для водосборов равной площади величина меры (т.е. характеристика суммарной длины фрактальной речной сети) увеличивается с увеличением ее фрактальной размерности. Это означает, что с увеличением фрактальной размерности увеличивается степень покрытия площадей водосборов Северной Евразии линиями речной сети. Этот результат не связан с видом формул, используемых для вычисления фрактальных характеристик, он определяется эмпирическими данными.

Фрактальная размерность как показатель распределения рек по длинам в речной сети имеет определенные преимущества по сравнению с другими морфометрическими показателями, так как существенно увеличивает возможности количественного описания не только речных сетей, но и всех эрозионно-русловых систем.

1.3. БАЛАНС НАНОСОВ В ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМАХ

Поскольку эрозионно-русловые системы обладают фрактальными свойствами, их основные геометрические и динамические характеристики изменяются самоподобно при изменении масштаба рассмотрения систем. В самом крупном масштабе выделяются микроструйки воды на склоне во время дождя или снеготаяния. В русле каждой микроструйки происходят процессы эрозии, транспорта и аккумуляции наносов. К ней примыкают микросклоны, с которых в ее русло осуществляется боковой рассредоточенный приток воды и наносов. В пределах микросклонов структура эрозии, транспорта и аккумуляции наносов остается обычно вне масштаба рассмотрения явления. В мелком масштабе ЭРС представлена речным бассейном с речной сетью и водосбором. В руслах рек происходят процессы эрозии, транспорта и аккумуляции наносов; с водосборной площади, примыкающей к данному отрезку русла водосборной площади, поступают вода и наносы.

В результате эрозионно-русловая система любого размера может быть представлена в виде дерева водотоков с примыкающими к ним водосборами (склонов). Такая геометрия допускает применение для моделирования изменений транспорта наносов и деформаций русла одномерной модели баланса наносов по длине русел водотоков и модели смешения в узлах слияния. При этом рассчитывается боковой приток воды и наносов с примыкающих участков водосбора, т.е. в одномерной модели учитывается вся площадь водосбора. С помощью этого же члена уравнений производится учет масштабного эффекта при изменении физического размера водотока первого порядка и элементарного водосбора.

Баланс наносов в водном потоке может быть записан в одномерной аппроксимации для некоторого участка потока длиной Δx и шириной b_p :

$$\frac{\Delta R}{\Delta x} + \frac{\Delta W_R}{\Delta x \Delta t} = R_{всб} b_p + C_p b_p - R_{ак} b_p, \quad (1.32)$$

где $R = sQ$ — расход наносов ($\text{м}^3/\text{с}$) как произведение расхода воды Q на общую концентрацию s наносов всех видов; x — продольная координата, м; $R_{всб}$ ($\text{м}/\text{с}$) — удельный расход наносов, поступающих в поток с водосбора на единицу ширины b_p , м, на участке Δx ; C_p — скорость размыва дна потока, $\text{м}/\text{с}$; $R_{ак}$ — скорость аккумуляции наносов в русле и на пойме, $\text{м}/\text{с}$; W_R — объем наносов, находящихся в движении, м^3 ; t — время.

В левой части уравнения (1.32) записан баланс наносов по длине потока (первый член) и во времени (второй член), в правой — главные процессы,

влияющие на баланс наносов, по порядку: 1) приток наносов с водосбора; 2) эрозия; 3) аккумуляция. Физический смысл этих процессов ясен из их формулировки. Приток наносов с водосбора (удельный, на единицу площади потока) обычно определяется концентрацией наносов в притоке $s_{\text{пр}}$, а также расходом воды $Q_{\text{пр}}$ (или модулем стока воды $M_{Q_{\text{пр}}}$) с площади $F_{\text{пр}}$ примыкающего к руслу водосбора:

$$R_{\text{всб}} = s_{\text{пр}} \frac{Q_{\text{пр}}}{b_p \Delta x} = s_{\text{пр}} \frac{M_{Q_{\text{пр}}} F_{\text{пр}}}{b_p \Delta x} = s_{\text{пр}} \frac{\Delta Q}{b_p \Delta x}. \quad (1.33)$$

Возможно поступление наносов с водосбора или берегов русла без существенного увеличения расхода воды (например, за счет оползней), тогда боковой приток необходимо рассчитывать по объему $W_{\text{пр}}$ таких наносов:

$$R_{\text{всб}} = \frac{W_{\text{пр}}}{W_{Q_{\text{пр}}} \Delta t \Delta x}. \quad (1.34)$$

Скорость эрозии (величина смыва с единицы площади русла) определяется концентрацией активных частиц в верхнем слое размываемого дна s_0 и средней вертикальной скоростью этих активных частиц $U \uparrow$ (по А.В. Караушеву [1977]), мутностью и скоростью взмыва:

$$C_p = U \uparrow s_0. \quad (1.35)$$

Скорость аккумуляции наносов некоторой крупности определяется средней скоростью осаждения частиц наносов в турбулентном потоке w_f и средней концентрацией наносов i -й фракции в потоке. Соответственно интенсивность общей аккумуляции есть сумма интенсивностей частных:

$$R_{\text{ак}} = \sum R_{\text{ак}_i} = \sum s_i w_{f_i}. \quad (1.36)$$

Для некоторых фракций при заданной интенсивности турбулентности скорость осаждения частиц мала, поэтому аккумуляцией таких частиц пренебрегают.

Соотношение величин эрозии и аккумуляции определяет тип эрозионно-русловой системы на данном ее участке. Наиболее сложный случай описывается полной версией уравнения (1.32), когда невозможно пренебречь ни одним его членом. Активный обмен наносами происходит между наносонесущим потоком и грунтами, слагающими смоченный периметр, значительное количество наносов поступает с притоком. Обычно такой тип участка ЭРС характерен для эродируемых склонов со сложным микрорельефом, с разреженным или отсутствующим растительным покровом. Боковой приток наносов может осуществляться и при отсутствии потока воды за счет ударного воздействия капель дождя. Существенный вклад в транспорт наносов может давать размыв берегов эрозионных борозд. Характерна большая пространственно-временная неоднородность процессов эрозии и аккумуляции с локальными очагами эрозии и локальными очагами аккумуляции размывого грунта. Геоморфологическим результатом функционирования такой системы является понижение отметок водораздельных поверхностей и верхних частей склонов.

В уравнении (1.32) можно пренебрегать изменением во времени концентрации наносов. Тогда в частных производных оно преобразуется в обыкновенное дифференциальное уравнение

$$\frac{dR}{dx} = b_p R_{\text{всб}} + C_p b_p - b_p \sum s_i w_{f_i}, \quad (1.37)$$

которое имеет аналитическое решение относительно расхода наносов i -й фракции в основном потоке:

$$(R_i)_2 = (R_i)_1 \exp\left(-\frac{V_{f_i}}{Vh} \Delta X\right) + \frac{Vh}{w_{f_i}} (b_p R_{\text{всб}_i} + b_p C_{p_i}) \left[1 - \exp\left(-\frac{w_{f_i}}{Vh} \Delta x\right)\right]. \quad (1.38)$$

Это уравнение показывает, что расход наносов в конце участка русла длиной Δx складывается в определенной пропорции из наносов, поступающих по руслу в начало участка и постепенно оседающих (первый член в правой части уравнения (1.38)), и наносов, поступающих в поток при размыве дна, берегов русла и водосбора. Эта пропорция определяется комплексом $\frac{Vh}{w_{f_i}}$, который представляет собой длину пути ΔL , где полностью оседают наносы i -й фракции при скорости потока V и его глубине h .

Многие ЭРС формируются высокоэнергетичными потоками, где в условиях значительной турбулентности скорость осаждения наносов мала и длина пути ΔL существенно больше Δx . Тогда

$$\frac{dR}{dx} = R_{\text{всб}} b_p + R_{\text{ак}} b_p \quad (1.39)$$

и для суммы всех фракций наносов:

$$\sum_{i=1}^N (R_i)_2 = \sum_{i=1}^N (R_i)_1 + \sum_{i=1}^N \Delta x (R_{\text{всб}_i} b_p + C_{p_i} b_p). \quad (1.40)$$

Такой тип баланса наносов характерен для эрозионных борозд на крутых склонах и оврагов в активной стадии развития. При отсутствии (или незначительности) бокового притока подобные объекты часто используются для определения скорости эрозии по балансу наносов и эмпирической зависимости скорости эрозии от гидравлических характеристик потока (рис. 1.21). Обычно такие зависимости можно аппроксимировать выражением

$$\frac{1}{b_p} \frac{\Delta R}{\Delta x} = C_p = k_3 f(V, h) I, \quad (1.41)$$

где I — уклон; $f(V, h)$ — некоторая функция гидравлических характеристик потока; k_3 — эрозионный коэффициент, зависящий от литологических свойств размываемого грунта, с учетом влияния растительности (при ее наличии).

Так как уклон — это изменение отметок дна z по длине, а скорость эрозии — это изменение отметок дна во времени, выражение (1.41) записывается в виде

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -k_3 f(V, h) \frac{\partial z}{\partial x}. \quad (1.42)$$

Уравнение (1.42) показывает, что геолого-геоморфологические факторы — уклон местности и литология грунтов — являются существенными для процесса эрозии. Именно через уклон реализуется связь процесса эрозионного рельефообразования с рельефом, так как величина уклона определяет скорость эрозии,

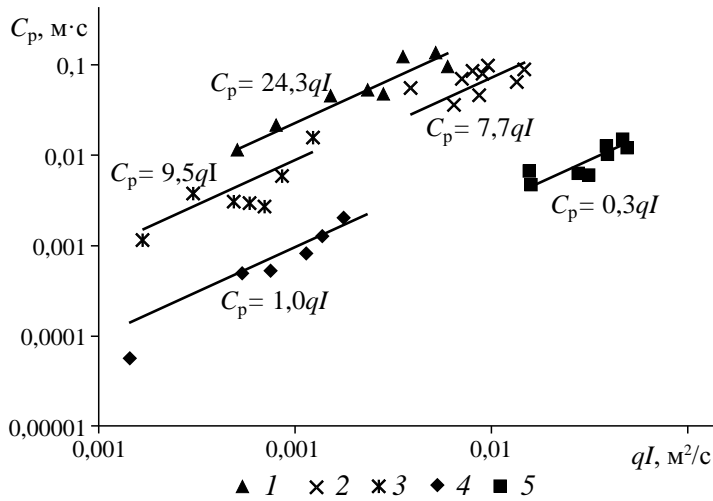


Рис. 1.21. Зависимость скорости эрозии C_p от гидравлических характеристик потока (удельного расхода воды q и уклона I) в эрозионных бороздах на склонах оврага Брук Крик (Австралия) (1, 2), лессовых холмов Баллантрэ (Новая Зеландия) (3, 4), долины р. Протвы (5)

а эрозия изменяет уклон. Гидролого-гидравлические факторы эрозии выражены через функцию $f(V, h)$; часто она представляет собой удельный расход воды q (произведение скорости потока V на его глубину h).

Большее распространение имеют ЭРС, на которых в среднем на участке Δx расход наносов в русле не меняется, эрозия наносов на смоченном периметре в среднем равна их аккумуляции, а наносы, поступающие с притоком с водосбора, аккумулируются вне русла или проходят транзитом. Такой тип участка эрозионно-русловой системы характерен для средних и больших рек с некоторым равновесием размыва и осаждения руслообразующих наносов (с концентрацией s_{po}). Тогда уравнение (1.32) представляется в виде

$$C_p = s_{po} w_{po}. \quad (1.43)$$

Его решением будет

$$s_{po} = \frac{C_p}{w_{po}}. \quad (1.44)$$

Формула (1.44) является базовой для расчета транспортирующей способности рек и применяется многими исследователями. Для расчета транспортирующей способности применяется значительное количество формул, которые отличаются видом зависимости для скорости эрозии $C_p = k_3 f(V, h) I$. Например, для рек с песчаным аллювием применима формула К.И. Россинского и И.А. Кузьмина [1964], которая имеет вид:

$$s_{po} = 0,024 \frac{V^3}{w_{po} h} = 0,47 \frac{VI}{\lambda w_{po}}, \quad (1.45)$$

где λ — гидравлическое сопротивление.

Скорость эрозии (кг/м²·с) тогда составляет:

$$C_p = 0,024 \frac{V^3}{h} = 0,47 \frac{Vh}{\lambda}. \quad (1.46)$$

Это означает, что на равнинных реках с песчаным аллювием с каждого квадратного метра дна за сутки взмывается около 2–4 т наносов, т.е. более 1–2 м в слое. Такую же интенсивность имеет компенсирующая эту эрозию аккумуляция наносов. При этом средняя мутность (для среднего песка) обычно не превышает 1 кг/м³, причем наносы в основном сосредоточены в придонном слое. Только близкий к нулю баланс наносов по длине рек с песчаным аллювием поддерживает хрупкое равновесие и динамическую стабильность речных русел. Нарушение этого равновесия приводит к быстрым и масштабным переформированиям русел.

Если поток, формирующий эрозионно-русловую систему, практически не производит эрозии ложа, баланс наносов описывается уравнением

$$\frac{dR}{dx} = R_{np} b_p - b_p \sum s_i w_{f_i} \quad (1.47)$$

и изменение расхода наносов по длине определяется осаждением наносов и их притоком с водосбора (часто пренебрежимо малого):

$$(R_i)_2 = (R_i)_1 \exp\left(-\frac{w_{f_i} \Delta X}{Vh}\right) + \frac{Vh}{w_{f_i}} R_{всб_i} b_p \left[1 - \exp\left(-\frac{w_{f_i} \Delta X}{Vh}\right)\right] \approx (R_i)_1 \exp\left(-\frac{w_{f_i} \Delta X}{Vh}\right). \quad (1.48)$$

Это характерно для закрепленных травянистой растительностью днищ ложбин и балок, речных пойм и устьевых баров. Преобладание аккумуляции характерно для расширений речных долин и дельт рек. На участках ЭРС аккумулятивного типа многие линейные характеристики аккумулятивных форм рельефа определяются комплексом $\frac{Vh}{w_{f_i}}$, который представляет собой длину пути ΔL , на котором полностью оседают наносы i -й фракции при скорости потока V и его глубине h . Длиной ΔL определяются характерная ширина прирусловых валов на пойме и в целом ширина приподнятой части прирусловой поймы, длина зон заиления водохранилищ, размеры устьевых баров в дельтах рек и т.п.

Возможна ситуация, когда эрозия и аккумуляция наносов для данного участка потока пренебрежимо малы. Для натуральных потоков такая ситуация достаточно редка, но для каналов именно этот режим часто закладывается в проект. В таком случае все компоненты уравнения баланса наносов на бесприточном участке равны нулю:

$$Q \frac{ds}{dx} = C_p b_p = b_p \sum s_i w_{f_i} = 0, \quad (1.49)$$

а расход наносов и мутность воды не меняются по длине потока.

По знаку суммарного баланса наносов участки ЭРС делятся на эрозионные, динамически стабильные и аккумулятивные (рис. 1.22). Эти названия отражают преобладающие процессы рельефообразования в системах. Эрозионные участки ЭРС, расположенные выше линии равенства эрозии и аккумуляции, характеризуются положительным балансом наносов. Это эрозионные борозды и молодые ов-

раги, а также реки с высокоэнергетичными потоками и обильным поступлением продуктов эрозии из русла или с водосбора. В таких системах увеличение стока наносов по длине происходит за счет увеличения мутности потока, что приводит к увеличению модуля стока наносов M_R (кг/м²·с) с увеличением площади водосбора рек. Такой тип изменения стока наносов был впервые выделен А.П. Дедковым и В.И. Можериным [1984].

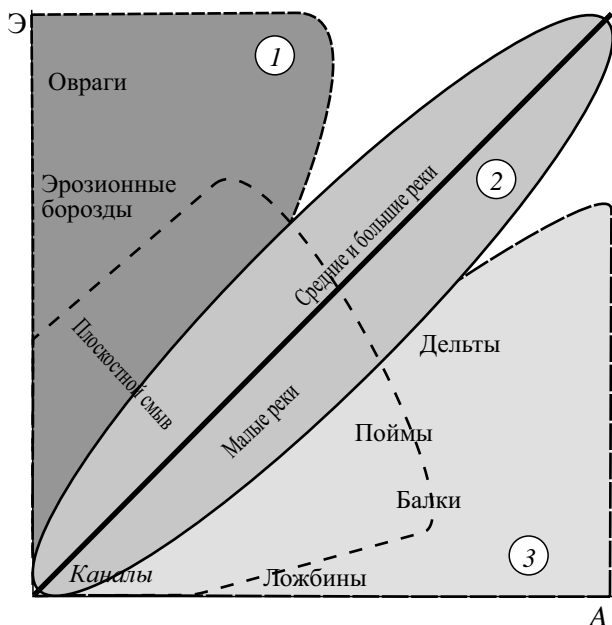


Рис. 1.22. Типизация участков эрозионно-русловых систем по соотношению эрозии Э и аккумуляции А:

1 — участки ЭРС эрозионного типа; 2 — динамически стабильные участки ЭРС; 3 — участки ЭРС аккумулятивного типа

Ниже линии равенства эрозии и аккумуляции расположены аккумулятивные участки ЭРС с отрицательным балансом наносов. В верхних частях ЭРС таким балансом обычно характеризуются области уменьшения уклонов и увеличения шероховатости подстилающей поверхности. Это нижние части распахаиваемых склонов, задернованные днища ложбин и балок, заросшие растительностью русла ручьев и малых рек, поймы рек. Аккумуляция наносов на этих элементах ЭРС приводит к уменьшению мутности потока и модуля стока наносов M_R (кг/м²·с) с увеличением площади водосбора. Отрицательный баланс наносов характерен для устьевых областей рек и дельт, а также для расширений речных долин. К повышенной аккумуляции приводит избыточное (над транспортирующей способностью потока) поступление наносов в русла рек с водосбора (со склонов).

Если рассматривать баланс наносов во всей ЭРС (осредненный для всего водосбора за некоторый период времени) от истоков водотоков до устья (или некоторого замыкающего створа), то уравнение баланса наносов можно записать в безразмерном виде через коэффициент доставки K_d , который представляет собой отношение транспорта наносов в замыкающем створе к суммарной эрозии на водосборе:

$$\frac{R}{\sum C_p} = K_d = 1 - \frac{\sum R_{ак}}{\sum C_p}. \quad (1.50)$$

Коэффициент доставки K_d , как правило, меньше или равен единице, но не бывает меньше нуля, так как суммарная аккумуляция на водосборе не может быть больше суммарной эрозии. При полном отсутствии аккумуляции $K_d = 1$, при полной аккумуляции продуктов эрозии в пределах ЭРС $K_d = 0$. Полностью эрозионные ЭРС обычно реализуются на небольших водосборах с высокоэнергетичными потоками; практически полностью аккумулятивные ЭРС могут соответствовать бассейнам крупных равнинных рек. Эмпирические данные показывают, что с увеличением площади бассейна реки K_d уменьшается. Но на многих реках бассейна Дона (рис. 1.23) K_d увеличивается по их длине (например, на Северском Донце). Можно предложить наиболее простой критерий для разделения ЭРС в целом на два основных типа: если в пределах водосбора аккумулируется более половины эродируемых наносов ($K_d < 0,5$), то ЭРС относится к аккумулятивному типу, половина и менее ($K_d \geq 0,5$) — к эрозионному типу. На Русской равнине преобладают ЭРС аккумулятивного типа, только для самых малых рек (с площадью водосбора $< 50 \text{ км}^2$) K_d могут быть более 0,5. Напротив, на островах Новой Зеландии в условиях холмистого и горного рельефа преобладают ЭРС эрозионного типа и нередко их коэффициенты доставки близки к 1. Для больших бассейнов равнинных рек ЭРС эрозионного типа нетипичны. Уникальным является бассейн Хуанхэ на Лессовом плато Китая, где до проведения масштабных противоэрозионных мероприятий K_d наносов приближался к 1.

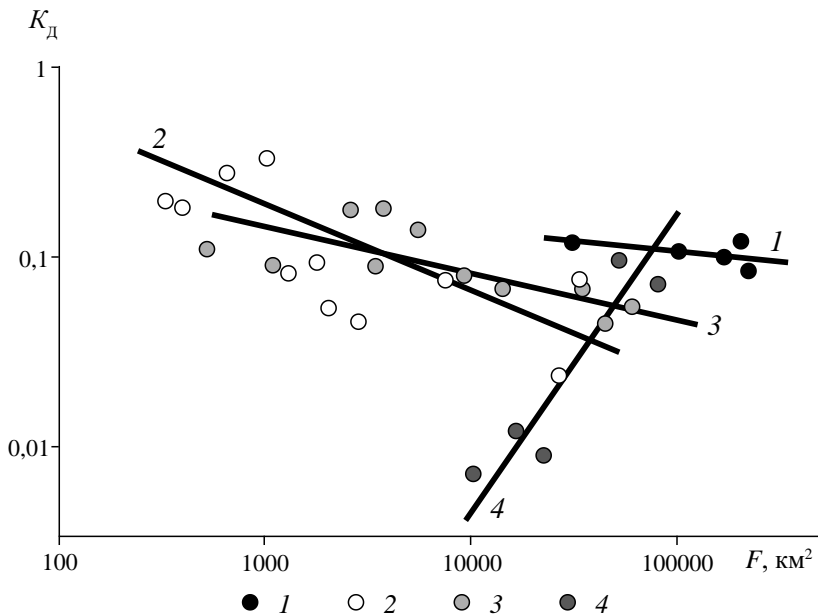


Рис. 1.23. Изменение K_d для ЭРС (в целом) с разной площадью водосбора F в бассейне: 1 — Дона; 2 — Медведицы; 3 — Хопра; 4 — Северского Донца

Уравнение баланса наносов (1.32) является универсальным и базовым для всех типов эрозионно-русловых систем разных размеров. Соотношения величин

основных компонент этого уравнения (эрозии, аккумуляции и притока наносов с водосбора) являются вполне определенными количественными критериями для типизации участков ЭРС и отнесения их к эрозионным, динамически стабильным или аккумулятивным. В то же время отсутствует четкий критерий для типизации по балансу наносов для большинства ЭРС, взятых в целом — от вершины до замыкающего створа. Вероятно, для этого необходимы дополнительные характеристики систем — пространственные тренды в балансе наносов, соотношения площадей распространения эрозионных и аккумулятивных форм и т.п.

Характерный тип баланса наносов с преобладанием эрозии и слабо проявляющейся аккумуляцией наносов реализуется при овражной эрозии, особенно при участии термоэрозии. Овраги и термоовраги формируются в немерзлых (талых) и мерзлых грунтах на малых водосборах при нарушении (естественном или антропогенном) гидрологических и почвенно-растительных условий на водосборе, которые приводят к усилению размывающей и транспортирующей способности временных русловых водотоков. Эти процессы типичны для криолитозоны, особенно при ее освоении человеком. Так, территория полуострова Ямал даже в естественном состоянии подвергается интенсивной эрозии, приводящей к ее вертикальному расчленению, нарушению почвенно-растительного покрова, а также к интенсификации солифлюкции и криопланации. Техногенные нагрузки, связанные с первыми этапами освоения газово-конденсатных месторождений (ГКМ), привели к антропогенной активизации эрозионных и термоэрозионных процессов. Широкое распространение на территории ГКМ получили ручейковая и овражная эрозия и термоэрозия.

Натурные наблюдения за процессами овражной эрозии были проведены на территории Бованенковского ГКМ в пределах нарушенных антропогенной деятельностью склонов и в эрозионных формах в районе поселков КЭХ (комплексное электрохозяйство). В качестве объектов исследования эрозионных процессов во время осенних дождей выбраны три водосбора с антропогенными оврагами и развитой ручейковой сетью. Эти овраги сформировались из естественных коротких береговых оврагов длиной не более 50 м, широко развитых на крутом уступе высокого берега р. Се-Яха. В результате полного уничтожения растительного покрова и избыточного накопления снега на территориях поселков на относительно пологих склонах начала активно проявляться ручейковая и овражная эрозия (рис. 1.24).

Овраг № 1 имеет площадь водосбора 50 400 м² и длину 220 м по тальвегу, осваивает выпуклый склон, верхние 277 м которого имеют крутизну 3°, средние 180 м — 4°, нижние 20 м — 12°. Склон в нижней части сложен суглинками (около 200 м), а на верхних 277 м более эрозионно устойчивыми глинами. Поэтому в нижней области склона уже в 1970 г. существовал первичный естественный овраг. Эволюция оврага на всем его протяжении с 1970 г. заключалась в углублении тальвега. Овраг имеет невыработанный вогнуто-выпуклый продольный профиль, ступенчатый и V-образный поперечный профиль с бортами крутизной до 27°. В 1995 г. максимальный врез в нижней части составил 5,5 м, углубление с 1991 г. составило в среднем 0,6 м. Верховой уступ состоит из практически стабильных серых ступеней. Выше верхового уступа сформировалась система эрозионных ложбин глубиной 0,5–0,7 м, протягивающихся практически до водораздела. Наиболее ясно они выражены на участке перегиба склона в 250–270 м от устья (по долине), где сформировалась вторая вершина оврага.

Овраг № 2 имеет площадь водосбора 64 300 м, длину 250 м по тальвегу. Овраг осваивает практически прямой склон крутизной 2°, который крутым 20-метровым

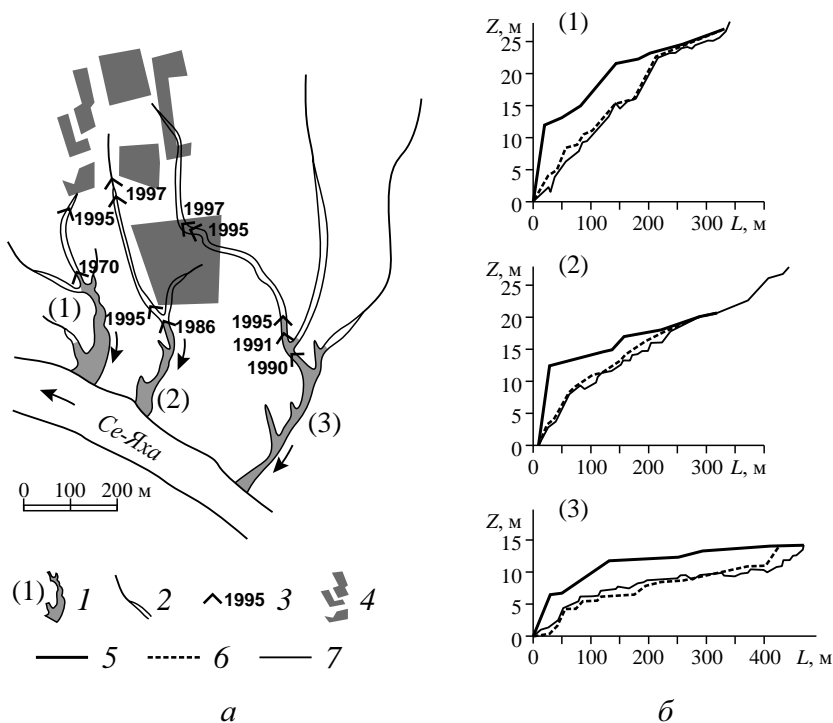


Рис. 1.24. Эволюция планового положения (а) и продольных профилей (б) антропогенных оврагов (1, 2, 3 у поселка комплексного электрохозяйства Бованенковского ГКМ на Ямале): 1 — эрозионный врез антропогенного оврага; 2 — эрозионные ложбины выше оврагов на склоне; 3 — время и положение вершины оврага; 4 — площадки сооружений поселка; 5 — профили склонов; 6, 7 — профили тальвегов оврагов в 1991 и 1995 гг. соответственно

уступом (14°) обрывается к руслу р. Се-Яхи. Склон сложен суглинками (нижние 250 м) и более устойчивыми глинами. В районе уступа до 1986 г. существовал короткий естественный береговой овраг. Его активизация связана с нарушениями сплошности растительного покрова в ходе сооружения поселков. Продольный профиль техногенного оврага выпуклый, ступенчатый. Максимальный врез в зоне нижнего перегиба склона равен 9 м. Поперечный профиль V-образный, крутизна склонов до 33° . Выше верхового уступа в 1991 г. на склоне длиной до 360 м и площадью 27 300 м² сформировалась система эрозионных ложбин средней крутизной 50‰ (2°). На перегибе склона в 350 м от устья оврага (по долине) образовалась глубокая промоина, которая является второй вершиной оврага. Длина оврага в 1988 г. составляла 165 м, в 1989 г. — 190 м, в 1990 г. — 210 м, в 1991 г. — 230 м и в 1995 г. — 280 м. Скорость отступления вершины оврага уменьшалась во времени. Одновременно овраг углублялся, и в 1991–1995 гг. глубина вреза увеличилась в среднем на 0,9 м.

Овраг № 3 имеет площадь водосбора 174 700 м², его длина составляет 375 м. Первоначальный склон прямой, имеет крутизну 1° , обрывается к р. Се-Яхе уступом длиной 10 м и крутизной 35° . Продольный профиль оврага выпуклый в нижней и средней частях, вогнутый с несколькими ступенями в вершине. Максимальный врез (6 м) в низовьях, в области расположения первоначального естественного бе-

регового оврага; поперечный профиль трапециевидный, крутизна бортов — до 39°. Овраг прорезает суглинки, подстилаемые глинами, в верхней части водосбор сложен легкоразмываемыми супесями. У оврага две вершины. Западная вершина более активная, здесь происходит интенсивное удлинение оврага. Средняя скорость удлинения составляла 40 м/год в 1988–1991 гг. и 10 м/год в 1991–1995 гг. Выше вершин на длинном (500 м) пологом (40%) склоне сформировалась система из трех основных эрозионных ложбин. За период 1991–1995 гг. овраг углубился на 1,3 м в верхней части, но в нижней произошла аккумуляция наносов — 0,7 м.

Летне-осенние дожди на западе центрального Ямала имеют продолжительность 74–171 ч. Однако лишь 2–4 дождя дают слой осадков более 1 см/день (наблюденный максимум — 40 мм/день). Некоторые из этих дождей вызывают овражную эрозию. 5–10 августа 1990 г. над территорией Бованенковского ГКМ выпали обложные дожди малой интенсивности, суммарный слой стока составил ~0,3 мм. Основная часть осадков пошла на насыщение водой грунта и заполнение понижений микрорельефа на водосборе. В то же время сравнение результатов наблюдений за 8 августа с данными суточного максимума осадков различной обеспеченности по метеостанции Марре-Сале показывает, что дождь, прошедший в 8.00–10.00 8 августа по сумме осадков имеет обеспеченность 5–3% и близок к наблюдавшемуся максимуму, равному 39 мм.

Вследствие высокой водонасыщенности грунтов на водосборе все дожди, даже самые небольшие, оказались стокообразующими. Во время малоинтенсивных дождей, выпавших 5–7 августа, максимальные расходы воды в устье оврага № 1 не превышали 0,25 л/с, мутность — 13,1 кг/м³, расход наносов — 0,0033 кг/с. Суммарный вынос материала из оврага за эти дни составил 50–60 кг, притом большая часть материала поступила в поток в результате оплывания на некоторых участках оврага его бортов, где отмечалось существенное увеличение мутности потока. Смыв почвогрунтов с водосбора в результате ручейковой эрозии за время паводка составил 1,2 кг. Максимальные расходы воды в вершине оврага не превышали 0,09 л/с, мутность — 0,76 кг/м³, расход наносов — 0,00007 кг/с (табл. 1.12).

Таблица 1.12

**Баланс наносов в оврагах п-ова Ямал (Бованенковское ГКМ)
в период летних дождей — август 1990 г.**

Овраг №	Дата, время измерений	Номер точки	Расстояние от устья оврага, м	Отметка дна русла, м	Расход воды, л/с	Ширина потока, м	Скорость потока, м/с	Мутность, г/л	Расход наносов, г/с	Средний баланс наносов, г/см
1	05.08, 10.00–11.00	3	82	11	0,215	0,15	0,13	22	4,73	-0,02021
		2	59,3	8,6	0,22	0,1	0,18	14,3	3,146	
		1	10	1,6	0,25	0,15	0,15	13,1	3,275	
	07.08, 12.00–13.00	6	180,9	18,1	0,039	0,07	0,11	2,39	0,09321	0,000627
		5	158	15,8	0,043	0,05	0,17	0,39	0,01677	
		3	82	11	0,056	0,09	0,1	8,46	0,47376	
		2	59,3	8,6	0,059	0,095	0,1	4,67	0,27553	
		1	10	1,6	0,063	0,09	0,12	3,18	0,20034	

Овраг №	Дата, время измерений	Номер точки	Расстояние от устья оврага, м	Отметка дна русла, м	Расход воды, л/с	Ширина потока, м	Скорость потока, м/с	Мутность, г/л	Расход наносов, г/с	Средний баланс наносов, г/с·м
	08.08, 10.00–12.00	7	195,9	21,2	4,2	0,36	0,61	23,7	99,54	2,677891
		6	180,9	18,1	11	0,4	0,44	10,1	111,1	
		5	158	15,8	13	0,42	0,46	10,1	131,3	
		4	104,9	12,9	18	0,45	0,51	12,8	230,4	
		3	82	11	18,5	0,44	0,53	15,3	283,05	
		2	59,3	8,6	20	0,4	0,61	20,3	406	
		1	10	1,6	22,8	0,44	0,75	26,2	597,36	
	08.08, 14.00–14.30	7	195,9	21,2	0,98	0,2	0,23	21	20,58	1,214739
		6	180,9	18,1	3,9	0,4	0,24	8,7	33,93	
		5	158	15,8	5,3	0,3	0,45	8,5	45,05	
		4	104,9	12,9	6,9	0,4	0,29	14,3	98,67	
		3	82	11	7,1	0,3	0,66	17	120,7	
		2	59,3	8,6	7,5	0,3	0,42	20,6	154,5	
		1	10	1,6	8,8	0,36	0,43	28	246,4	
2	05.08, 10.10–10.50	5	106,8	11,76	0,142	0,157	0,1	4,22	0,59924	0,002161
		4	74,8	9,1	0,15	0,148	0,11	5,01	0,7515	
		3	46,5	6,85	0,167	0,157	0,11	4,07	0,67969	
		2	35	4,07	0,17	0,156	0,11	4,79	0,8143	
		1	18,5	0,67	0,171	0,174	0,1	4,62	0,79002	
	08.08, 11.30–12.00	7	199,6	17,87	12,1	1,05	0,18	48	580,8	5,929431
		6	169,5	15,48	14,5	0,3	0,68	55	797,5	
		5	106,8	11,76	18,2	0,35	0,66	65,2	1186,64	
		4	74,8	9,1	19,5	0,5	0,48	69	1345,5	
		3	46,5	6,85	21,3	0,4	0,63	74	1576,2	
		2	35	4,07	21,7	0,32	0,79	75	1627,5	
		1	18,5	0,67	21,8	0,42	0,6	75,9	1654,62	
	08.08, 14.00–14.30	7	199,6	17,87	2,29	0,69	0,11	50,7	116,103	0,430668
		6	169,5	15,48	2,45	0,2	0,38	52,5	128,625	
5		106,8	11,76	2,69	0,33	0,24	53,9	144,991		
4		74,8	9,1	2,76	0,3	0,27	56,5	155,94		

Овраг №	Дата, время измерений	Номер точки	Расстояние от устья оврага, м	Отметка дна русла, м	Расход воды, л/с	Ширина потока, м	Скорость потока, м/с	Мутность, г/л	Расход наносов, г/с	Средний баланс наносов, г/с·м
		3	46,5	6,85	2,89	0,32	0,26	57,7	166,753	
		2	35	4,07	2,9	0,32	0,26	62,9	182,41	
		1	18,5	0,67	2,91	0,35	0,24	66,7	194,097	
3	08.08, 11.10– 12.00	5	241	10,12	32	1,38	0,23	34,0005	1088,016	5,168002
		4	192,4	9,9	36,5	0,84	0,39	28,594	1043,681	
		3	68,2	5,46	40	1,13	0,31	22,758	910,32	
		2	39,2	2,49	40,2	0,94	0,39	20,276	815,0952	
		1	14	0,6	40,3	0,73	0,49	56,108	2261,152	

Паводок 8 августа со слоем стока 12,1 мм вызвал интенсивную эрозию как на водосборе, так и в русле оврага № 1. Основная часть стока воды прошла за 9–14 ч. За это время с части водосбора площадью 10 100 м², примыкающей к вершине оврага, было снесено 4,3 т (2,7 м³) материала (20,3 мм в слое). Из устьевом створа оврага было вынесено 22,7 т (14,2 м³) наносов. В русле оврага вымыто 11,5 м³ грунта, что соответствует слою эрозии 0,16 м (при длине потока в овраге 210 м и средней его ширине 0,35 м (см. табл. 1.12).

Сток воды 5–7 августа в овраге № 2, так же как и в овраге № 1, не производил существенной эрозионной работы. В устье оврага расходы воды составляли 0,17 л/с, мутность воды — 4,7–5,0 кг/м³. Паводок 8–9 августа оказал существенное воздействие на развитие оврага № 2. Эрозия на водосборе, примыкающем к вершине оврага площадью 28 300 м², составила 15 817 кг, или 0,35 мм в слое. Таким образом, из устьевом створа оврага вынесено 42,7 м материала, что соответствует среднему размыву дна на 0,58 м (см. табл. 1.12). Подобный размыв был зафиксирован при визуальном обследовании дна оврага после паводка. Но уже через 2–3 сут после паводка свежий врез начал заполняться материалом, поступающим с бортов оврага.

Развитие оврагов на территории Бованенковского ГКМ целиком обусловлено антропогенными факторами. Наблюдения, которые велись в течение 10 лет (с 1986 по 1996 гг.), показали, что длина оврагов составляет 200–1500 м, глубина — 4–5 м. На их водосборах сложилась сеть глубоких эрозионных рытвин, которые обладают значительным эрозионным потенциалом. Однако после снятия антропогенной нагрузки, уменьшения добавочного стока с территорий поселков и восстановления естественной растительности эти овраги стабилизировались. Приведенный пример показывает, насколько быстро могут идти процессы развития эрозионных форм при эрозионном типе баланса наносов в ЭРС и насколько чувствительны такие системы к изменениям условий их функционирования.

Баланс наносов на водосборах балок и самых малых рек (ручьев) исследовался на примере бассейнов рек Протвы, Ведуги, Колышля и Калауса. Расходными

статьями баланса являются смыв со склонов, размыв в ложбинах и овражные выносы. Смыв почв со склонов определялся тремя способами: 1) по степени фактического сокращения мощности почв различных генетических типов по сравнению с эталонами; 2) расчетом по уравнению почвенной эрозии, модифицированному с учетом формы склона [Ларионов, 1981] для смыва ливневыми осадками и по методике ГГИ [Инструкция..., 1979] для смыва тальми водами; 3) по соотношению содержания изотопа ^{137}Cs в смытых и эталонных почвах. Размыв почв по ложбинам оценивался по сокращению мощности гумусового горизонта по сравнению с фоновым на соседних склонах. Объемы овражного выноса определялись на основе длин оврагов, снятых с крупномасштабных топографических карт, по зависимостям между морфометрическими показателями (длиной, шириной, глубиной) оврагов различных морфогенетических типов, полученными при полевых исследованиях.

Приходная статья баланса наносов складывается из объемов аккумуляции в днищах балок и долинах малых рек. Объем отложений определялся бурением балочного аллювия по поперечным к оси долины профилям и выделением части наносов, отложившихся за период сельскохозяйственного освоения (по началу появления в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы культурных злаков и гречи или гумусированных горизонтов). Результаты этих исследований сведены в табл. 1.13.

Таблица 1.13

Баланс наносов на малых водосборах лесной, лесостепной и степной зон европейской части СССР за период сельскохозяйственного освоения, тыс. м³

Название водотока	Площадь водосбора, км ²	Объем			Аккумуляция		K _д
		смыва со склонов	размыва в ложбинах	выноса из оврагов	в балках	в долинах малых рек	
Лесная зона							
Балка Язвица (бассейн р. Протвы)	3,22	50,0		35,0	35,0		0,59
Лесостепная зона							
Лог Репный	3,5	320	—	1 180	260		0,83
Ручей Ведуга (бассейн р. Ведуги)	86,9	3940	—	3 740	4320	3540	0,0
Балка Ржавец	18,0	3330	245	250	3490		0,09
Балка Ключи	8,0	1670	185	2150	430	—	0,89
Балка Старая Ивановка	23,0	1600	59	490	510	—	0,76
Река Песчанка (без балки Ключи)	29,4	4220	497	1540	—	1760	0,72

Название водотока	Площадь водосбора, км ²	Объем			Аккумуляция		K _д
		смыва со склонов	размыва в ложбинах	выноса из оврагов	в балках	в долинах малых рек	
Река Малый Кольшлей (бассейн р. Кольшлей)	181,5	17600	1220	5430	4430	13100	0,28
Степная зона							
Ручей Марков (бассейн р. Дон)	142,3	9 100	—	7990	7600	9180	0,02
Балка Швединка	26,2	130	750	—	40	—	0,95
Балка Яр Глубокий	~4,2	260	600	—	10	—	0,99
Балка Сухой Яр	11,1	290	1840	—	280	—	0,87
Балка Терновая	8,5	420	3 050	—	10	—	0,997
Балка Юсуп (бассейн р. Калауса)	55,4	1900	3 000	—	420	—	0,93

Оценка направленности эрозионно-аккумулятивных процессов на малых водосборах лесной, лесостепной и степной зон ЕТР дается на основе коэффициента доставки наносов (см. (1.50)), который является характеристикой баланса наносов в их пределах. Анализ таблицы показывает, что K_d варьирует в широких пределах — 0,0–1,0. Несмотря на ограниченность информации, эти данные позволяют сделать вывод об отсутствии влияния географической зональности на эрозионно-аккумулятивные процессы на речных водосборах площадью до 100–150 км². Местные геолого-геоморфологические и почвенные условия, а также характер землепользования более значимы, чем естественные ландшафтные зоны. Даже в пределах одного водосбора K_d варьирует в широких пределах: в соседних балках смытый со склонов материал может или практически полностью выноситься в реку, или в значительной мере аккумулироваться на дне балки.

Осредненную картину общего баланса наносов на средних и крупных реках Восточно-Европейской равнины дает сопоставление эрозии на водосборах и расхода наносов в реках. Для определения объемов и модулей стока наносов с водосборов площадью более 300 км² использована карта «Эрозионно-опасные земли европейской части СССР» в масштабе 1 : 1 500 000. На карте отражена средняя за 1960–1980 гг. рассчитанная интенсивность смыва почв для крупных массивов сельскохозяйственных земель. Для каждого речного водосбора с замыкающим створом, входящим в сеть гидрометеорологических постов, по карте определялась площадь ареалов с той или иной интенсивностью смыва и рассчитывался объем

годовой мобилизации наносов с водосбора. В этих же створах за период не менее 6 лет рассчитывался годовой сток наносов и определялся коэффициент доставки K_d . На рис. 1.25 верхняя огибающая поля точек связи K_d с площадью водосборов для рек бассейнов Днестра, Днепра и Дона описывает экспоненциальное уменьшение K_d с увеличением площади водосбора F . Для водосбора площадью 100–1000 км² для 94% всех водосборов $K_d < 0,3$, для 53% $K_d < 0,1$. В диапазоне площадей 1000–10 000 км² для 92% всех водосборов $K_d < 0,2$, для 80% $K_d < 0,1$. Для водосборов площадью 10 000–100 000 км² в 94% случаев $K_d < 0,1$, для более крупных $K_d < 0,06$. Если исходить из оценки объема эрозии на южном мегасклоне европейской части СССР в 100 млрд м³ за 300 лет, то за пределы гидрографической сети вынесено максимум 6 млрд м³ материала, а 1,2 млрд м³ отложилось в руслах и на поймах рек ниже створов, где площади их водосборов достигли 10 000 км², 6 млрд м³ отложилось в руслах и на поймах рек ниже створов, где площади водосборов достигли 1000 км² (но не более 10 000 км²). В руслах и на поймах рек с площадью водосбора < 100 км² отложилось около 40 млрд м³ наносов. Соответственно в руслах и на поймах рек площадью водосбора 100–1000 км² за 300 лет отложилось около 46 млрд м³ наносов. По данным Р.А. Нежиховского [1971], рассчитана площадь водного зеркала водотоков (при средних максимальных расходах воды) в бассейнах Волги, Днепра, Дона и Днестра: при площади водосбора до 100 км² площадь зеркала составила $13 \cdot 10^9$ м²; при 100–1000 км² — $13 \cdot 10^9$ м²; при 1000–10 000 км² — около $23 \cdot 10^9$ м² и при площади 10 000 км² — около $59 \cdot 10^9$ м². Соответственно средний слой аккумуляции в руслах и на поймах малых рек и ручьев составил за период интенсивного сельскохозяйственного освоения около 3 м, на малых реках — около 3,5 м, на средних — около 0,3 м и на больших реках — около 0,02 м. Максимум антропогенной аккумуляции наносов приходится на малые и особенно самые малые реки.

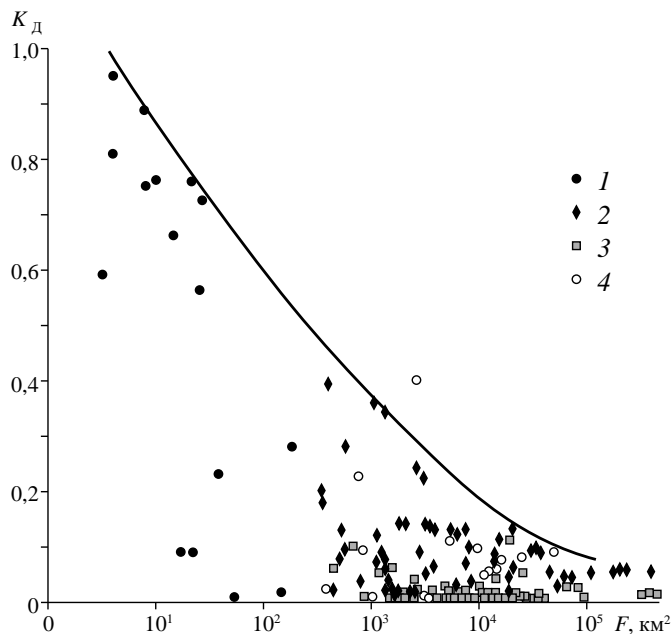


Рис. 1.25. Зависимость коэффициента доставки наносов K_d от площади водосбора реки F , км²:
1 — малые реки; 2 — р. Дон; 3 — р. Днепр; 4 — р. Днестр

1.4. МАСШТАБНЫЕ ЭФФЕКТЫ ИЗМЕНЕНИЯ РЕЧНОГО СТОКА И ЭНЕРГИИ ВОДНЫХ ПОТОКОВ В ЭРС

Эрозионно-русловые системы — системы, которые осуществляют транзит временными и постоянными потоками вещества в пределах любой водосборной территории. Они формируются под влиянием совокупности гидрологических и экзогенных процессов на поверхности частных водосборов и непосредственно в русловой сети эфемерных водотоков, ручьев и рек. Направление и скорость вещественных потоков обусловлены рельефом местности, определяющим распределение поля местных уклонов склонов, русел временных и постоянных водотоков. Энергия этих водотоков прямо пропорциональна величине уклонов их тальвегов и расходов воды, формирующихся в разных звеньях ЭРС.

Слой и модуль стока воды зависят от зональных условий увлажнения местности. При прочих равных условиях их увеличение означает, что элементарная единица площади водосбора способна обеспечить возрастающее поступление в системы временных и постоянных водотоков талых и дождевых вод. Оно закономерно изменяется в зависимости от местных орографических, литологических и почвенно-ботанических факторов.

Изменение потоков воды по длине ЭРС является основным фактором трансформации стока наносов. Соотношение этих процессов регулируется в зависимости от генезиса поверхностного стока, эрозионного индекса осадков, рельефа, других факторов, влияющих на интенсивность склоновой, овражной и русловой эрозии. Сток взвешенных наносов возрастает при увеличении площади водосборов и расходов воды. При этом мутность речных вод и модуль стока взвешенных наносов на равнинных реках и антропогенно нарушенных водосборах — обычно убывающие функции, зависящие от площади водосбора. Чем она больше, тем меньше отношение стока взвешенных наносов к объему смыва почв на водосборных территориях. Эта закономерность отражает крупномасштабные процессы переотложения продуктов смыва по длине их транспортировки в приемные водные объекты.

Совместно с потоками воды и наносов осуществляется перенос химического и органического вещества. Сток химических веществ осуществляется в растворенной и в сорбированной (на взвешенных частицах) формах. Органическое вещество (в основном, фито-, зоо- и бактериопланктон) переносится пассивно в водной среде или на поверхности минеральных взвесей.

Трансформация вещественных потоков (прежде всего стока воды и наносов) по длине ЭРС — одна из наименее изученных проблем. Количественные подходы к ее решению восходят к исследованиям Р. Хортонa [1948]. В бассейне с иерархической каскадной системой организации водотоков относительно главной реки любая (M_i) гидрографическая характеристика закономерно изменяется при увеличении порядка водотока N на единицу. При этом отношение

$$r_{M_i} = \frac{M_i(N + 1)}{M_i N} \quad (1.51)$$

является коэффициентом бифуркации (по Р. Хортону), являющимся величиной практически постоянной, характеризующей масштабные эффекты изменения конкретной гидрографической характеристики (число водотоков, их длина, уклон, площадь водосбора) при постепенном увеличении размера (порядка) реки (см. табл. 1.13). Поскольку термин «бифуркация» связывается с делением русел рек

на рукава, то, видимо, коэффициент r_{M_i} лучше называть коэффициентом масштабных изменений [Алексеевский и др., 2004].

Масштабные эффекты изменения гидрографических, морфометрических и гидрологических характеристик являются общей закономерностью речных систем. Они изменяются нелинейно. Значение i -й характеристики $M_{i,n}$ на реке порядка $N_{ш} = n$ равно ее величине для реки с $N_{ш} = 1$, откорректированной с учетом масштабного коэффициента r_{M_i} :

$$M_{i,n} = M_{i,1} r_{M_i}^{n-1}. \quad (1.52)$$

Коэффициенты масштабных изменений являются константами во всем диапазоне изменения порядков рек, если для их оценки используется методика А. Шайдеггера. Учет общего вида зависимости между гидрографическими, морфодинамическими, гидрологическими характеристиками рек и их порядками $N_{ш}$ производится в следующей форме [Алексеевский и др., 2004]:

$$M_i = a_i \exp(b_i N_{ш}). \quad (1.53)$$

В этом случае коэффициент масштабного изменения r_{M_i} постоянен для всего диапазона изменения $N_{ш}$; его величина является функцией эмпирического параметра b_i , т.е.

$$r_{M_i} = \exp(b_i). \quad (1.54)$$

Параметры a_i и b_i для гидрографических характеристик разных рек приведены в табл. 1.13. Параметр b_i характеризует меру увеличения характеристики M_i при изменении порядка реки от $N_{ш}$ до $N_{ш} + 1$. Его величина зависит от гидрологических и ландшафтных условий территории, на которой формируются речная сеть и сток (рис. 1.26). Параметр a_i зависит от абсолютной величины характеристики M_i и значения b_i .

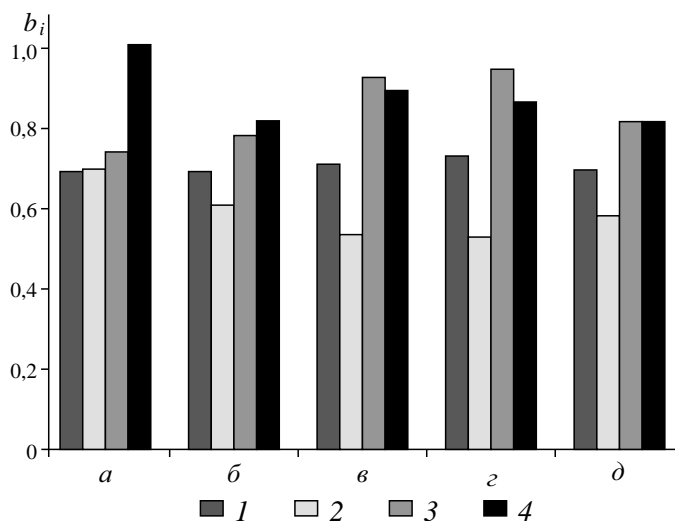


Рис. 1.26. Влияние ландшафтных условий водосборов (а — тундра, б — тайга, в — смешанные леса, z — лесостепь, д — по всем зонам) на величину параметра b_i согласно формуле (1.54) [Муракаев, 2012] для Q_0 (1), Q_{\max} (2), $Q_{\min, \text{лето}}$ (3), $Q_{\min, \text{зима}}$ (4)

Закономерности масштабного изменения площади бассейнов для крупных рек России характеризует среднее значение $r_F = 2,0$ [Алексеевский и др., 2004; Ржаницын, 1960]. Относительная стабильность r_F в разных природных условиях обусловлена спецификой определения $N_{\text{ш}}$ в зависимости от числа притоков первого порядка (водотоки длиной $l < 10$ км). Для увеличения $N_{\text{ш}}$ на единицу необходимо двукратное увеличение числа таких рек. Плотность водотоков длиной менее 10 км для бассейна реки в среднем величина постоянная, что и объясняет закономерное увеличение площади водосбора в два раза при изменении $N_{\text{ш}}$ на единицу.

Нелинейность изменения длин рек характеризует значение $r_l = 1,3$ (табл. 1.14). Пространственная изменчивость этого коэффициента несколько больше (по сравнению с r_F) и составляет 0,030. Она обусловлена влиянием густоты речной сети D_p на характер изменения длин водотоков различных размеров (рис. 1.27). Чем больше густота речной сети, тем меньше выражено увеличение длины рек при переходе от малого (N) к более крупному ($N + 1$) порядку рек. Очевидно, это связано с тем, что при большей густоте требуется меньшая длина участка реки для увеличения порядка реки на единицу. Нарушение общей закономерности возникает в случае редко встречающихся рисунков речной сети (например, для р. Тобол это корневой тип рисунка сети). Закономерное уменьшение r_l при увеличении густоты сети D_p учитывается корреляционным уравнением

$$r_l = 1,41 - 0,18D_p. \quad (1.55)$$

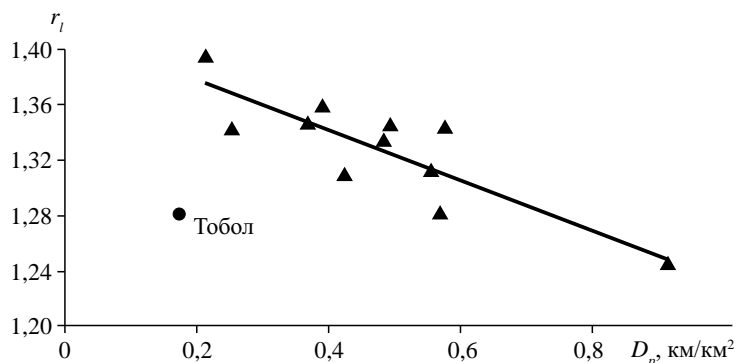


Рис. 1.27. Влияние густоты речной сети D на коэффициент масштабных изменений длин рек r_l

По данным Н.А. Ржаницына [1985], коэффициент масштабного изменения длин рек в зависимости от их порядка является переменным по величине. Это обстоятельство обусловлено характером аппроксимации эмпирических зависимостей аналитическими функциями типа

$$M_i = c_i N_p^{k_i}, \quad (1.56)$$

где N_p — порядок реки по системе Н.А. Ржаницына; c и k — эмпирические параметры для i -й характеристики.

Таблица 1.14

Параметры уравнения (1.52) для гидрографических характеристик рек в различных регионах России и коэффициенты их масштабных изменений

Река	Ландшафтные условия водосбора	Густота сети, км/км ²	Площадь бассейна, км ²		Длина реки, км		Уклон реки		Коэффициенты масштабных изменений		
			<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r_F</i>	<i>r_I</i>	<i>r_I</i>
Северная Двина	Тайга	0,58	3,87	0,67	10,9	0,29	0,0013	-0,17	2,0	1,3	0,8
Печора	Тайга	0,48	5,27	0,70	14,3	0,29	0,013	-0,38	2,0	1,3	0,7
Ока	Смешанные и широколиственные леса	0,37	5,76	0,69	14,8	0,30	0,019	-0,44	2,1	1,3	—
Кама	Тайга	0,50	2,44	0,71	11,2	0,30	—	—	2,0	1,3	—
	Смешанные и широколиственные леса		2,50	0,72					2,1		
Дон	Лесостепь	0,21	18,2	0,69	17,0	0,33	0,0025	-0,31	2,0	1,4	0,7
Кубань	Высотная поясность, степь	0,66	0,82	0,74	—	—	—	—	2,1	—	—
Чулым	Тайга	0,39	6,69	0,66	13,1	0,31	—	—	1,9	1,4	—
Тобол	Тайга, смешанные и широколиственные леса, лесостепь, степь	0,17	16,3	0,70	36,1	0,25	0,26	-0,70	2,0	1,3	0,5
Пур, Таз, Надым	Тундра, тайга	—	13,6	0,69			—	—	2,0	—	—
Енисей	Тайга	0,43	7,00	0,69	20,5	0,27	—	—	2,0	1,3	—
Ангара	Тайга	0,26	5,27	0,67	14,5	0,29	—	—	2,0	1,3	—
Лена	Тайга	—	5,94	0,68	13,6	0,29	0,050	-0,39	2,0	1,3	0,7
Яна	Тайга + высотная поясность	0,57	4,13	0,67	17,3	0,25	—	—	2,0	1,3	—
Колыма	Тайга + высотная поясность	0,92	0,71	0,68	20,1	0,22	—	—	2,0	1,2	—
Амур	Тайга + высотная поясность	0,56	3,39	0,69	16,6	0,27	—	—	2,0	1,3	—

В этом случае при определении масштабных изменений любой из гидрологических характеристик утрачивается главное преимущество, которое обеспечивает использование зависимости (1.53), — неизменность величины r_M во всем диапазоне изменения порядков рек [Косицкий, 2003]. Данные Н.А. Ржаницына для

рек степной зоны показывают, что в среднем $r_l = 1,84$, для залесенных водосборов величина r_l уменьшается до 1,41, для заболоченных территорий — до 1,26. В горах коэффициент масштабного изменения длин рек несколько меньше по сравнению с равнинными водосборами. С увеличением порядка рек закономерно изменяются все гидрографические характеристики их бассейнов (табл. 1.15). В бассейне Оки, например, при увеличении порядка реки $N_{ш}$ от 6 до 15 площадь водосбора возрастает в 518 раз, их длина — в 14,5 раза. Одновременно меняется число рек разного размера, входящих в структуру речной сети бассейна. Чем крупнее элемент речной сети, тем меньшее число таких элементов представлено в ее структуре. По Р. Хортону [1948], увеличение порядка реки на единицу увеличивает число водотоков n в речной сети в $r_n = 3,12$ раза. Закономерное увеличение числа водотоков при возрастании порядка главной реки в равной мере характерно для равнинных и горных водосборов (рис. 1.28). Отличия между ними состоят в соотношении числа малых и более крупных рек, представленных в речной сети.

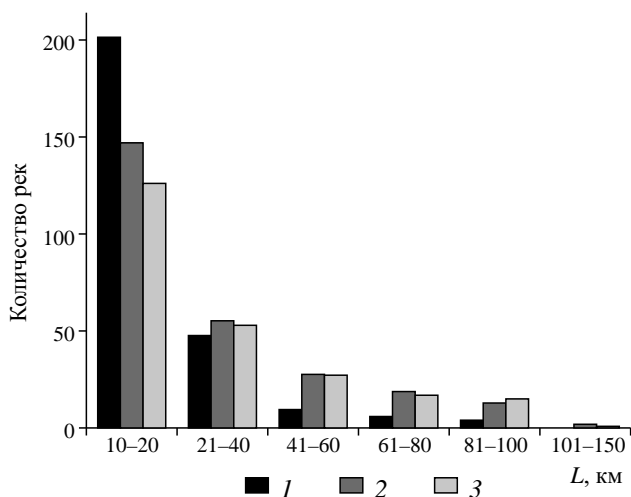


Рис. 1.28. Изменение количества малых рек в зависимости от их длины l (в диапазоне $10 \leq L \leq 150$ км) [Муракаев, 2012]:

1 — Ахангаран, Чирчик; 2 — Тобол; 3 — Пола

Таблица 1.15

Изменение гидрографических характеристик в бассейне Оки с ростом порядков рек

Порядок рек $N_{ш}$	Площадь бассейна F , км ²	Длина реки l , км	Уклон реки, I
6	372	88,1	0,0014
7	745	119	0,00087
8	1490	160	0,00056
9	2990	215	0,00036
10	5990	289	0,00023
11	12 000	390	0,00015

Порядок рек $N_{ш}$	Площадь бассейна F , км ²	Длина реки l , км	Уклон реки, I
12	24 000	524	0,000095
13	48 200	706	0,000061
14	96 500	950	0,000039
15	193 000	1280	0,000025

Густота речной сети D_p — функция индекса сухости. При его увеличении уменьшается разветвленность речной сети. Минимальные значения коэффициента масштабных изменений для нее $r_{D_p} = 2,5 \div 2,7$, они характерны для бассейнов степной и лесостепной зон ЕТР, для подтаежной зоны они составляют около 3, для средней и южной тайги — от 3,5 до 5,5 [Егоров, 1996].

Суммарная длина всех водотоков порядка $N = v$ в русловой сети с порядком главной реки $N = J$ [Хортон, 1948; Ржаницын, 1960]:

$$L_v = L_1 r_{D_p}^{J-v} r_l^{v-1}. \quad (1.57)$$

Суммарная протяженность такой речной сети

$$\sum_{j=1}^{j=J} L_j = L_1 r_{D_p}^{J-v} (\delta^J - 1)(\delta - 1)^{-1}, \quad (1.58)$$

где $\delta = \frac{r_l}{r_{D_p}}$.

Масштабные изменения характерны не только для речной сети, но и для русловой сети временных и постоянных водотоков, располагающихся в овражно-балочной сети водосборных территорий [Бондарев, 1996; Овражная эрозия..., 2006]. Установлено, что число овражных водосборов, соответствующее последовательному увеличению их порядков (начиная с $N_{об} = 1$), возрастает по схеме «1–4–13–68», что достаточно хорошо согласуется с «идеальным» соотношением «1–3–12–51», установленным Ю.Г. Симоновым [Динамическая геоморфология, 1992]. Коэффициенты масштабных изменений числа и протяженности овражно-балочных форм рельефа в центральной части Русской равнины близки к аналогичным коэффициентам для речных сетей [Ржаницын, 1960; Бондарев, 1996]. Таким образом, в системах временных нерусловых водных потоков действуют аналогичные рекам масштабные эффекты [Алексеевский, Муракаев, 2012].

Масштабные эффекты проявляются не только по отношению к изменению гидрографических характеристик по длине речных систем. Закономерное изменение по длине рек испытывают и многие морфодинамические характеристики системы поток — русло. Наиболее хорошо изучены масштабные эффекты изменения ширины русел рек b_p , их относительной ширины b_p/h или относительной глубины h/b_p [Ржаницын, 1960]. Они учитывают хорошо известное даже на бытовом уровне возрастание ширины русел рек от их истоков к вершине устьевых областей.

При увеличении порядка $N_{ш}$ р. Дон от 6 до 14, например, осредненная по длине ширина меженного русла возрастает от 14 до 240 м, т.е. в 17 раз. Коэффициент масштабных изменений средней ширины русла для рек бассейна Дона $r_{b_p} = 1,4$. Ниже показано изменение ширины русел рек бассейна Дона [Косицкий, 2003]:

Порядок рек $N_{ш} \dots$	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Средняя ширина русла b_p , м.....	13,8	19,8	28,2	40,3	57,6	82,4	118	168	240

В бассейне Колымы, Северной Двины и Печоры его значения соответственно равны 1,3, 1,4 и 1,6 [Косицкий, 2003]. При использовании зависимости (1.56) для выявления масштабного эффекта изменения ширины русел оказалось, что для степных рек ЕТР величина r_{b_p} — обратная функция их размера. При $N_p = 2$ коэффициент масштабного изменения ширины русла $r_{b_p} = 2,6$, при $N_p > 15$ — $r_{b_p} = 1,5$.

Масштабные эффекты изменения присущи и другим характеристикам системы поток — русло. В частности, закономерное изменение при увеличении порядков рек испытывают осредненные линейные (длина и высота) характеристики грядовых форм руслового рельефа [Алексеевский, 1987, 1998]. Они нелинейно возрастают при увеличении порядков рек. Для наиболее крупных песчаных форм руслового рельефа (перекатов) коэффициент масштабного изменения высоты гряд $r_{h_{гА}} = 1,3$. Относительная скорость их смещения $\frac{C_{гА}}{V}$, где V — средняя скорость течения реки для фазы водного режима (межень, половодье, паводок), возрастает в 2 раза при увеличении порядка на единицу. Для других гряд, представленных в их иерархии на перекатных участках рек, присущи иные значения коэффициентов масштабных изменений линейных и динамических характеристик форм руслового рельефа.

Практически не изучены масштабные эффекты изменения характеристик речных пойм. Осредненные значения (по длине речных долин и по порядкам рек) площади пойм должны возрастать при увеличении размера рек в условиях свободного развития русловых деформаций. Обработка эмпирической информации по свободно меандрирующим рекам бассейна верхней Волги и Вятки показала, что увеличение средней площади речных пойм контролируется величиной порядка реки [Алексеевский, Нестеренко, 2011]. При увеличении порядка реки на единицу площадь речных пойм быстро возрастает при $1 < N_{ш} \leq 5$, а затем увеличивается с меньшей интенсивностью.

Закономерное изменение гидрографических характеристик по длине рек предполагает не менее закономерное изменение характерных расходов воды от их истока к устьям. Учет этой особенности привел к идее определения приращения среднего многолетнего расхода воды при увеличении порядка реки на единицу [Гарцман, 1968]. Гидроморфологический коэффициент

$$\gamma_Q = \sum_{j=1}^{j=J} \frac{l_j}{Q_j} \quad (1.59)$$

характеризует длину речной сети l_j , необходимую в данных природных условиях для формирования $Q_j = 1 \text{ м}^3/\text{с}$. Зависит от величины коэффициента и изменение средней мутности речных вод, а также других гидрологических характеристик по длине речных систем.

Древовидная структура речных систем и впадение притоков предопределяют эффекты масштабного изменения характеристик речного стока. Первый опыт их изучения принадлежит Н.А. Ржаницыну [1960, 1985]. Несмотря на различия условий формирования стока степных, лесных и заболоченных водосборов, коэффициент масштабного изменения средних многолетних расходов воды одинаков

$r_{Q_0} = 2,83$ [Ржаницын, 1960]. Увеличение средних из максимальных расходов воды при возрастании порядков рек происходит более плавно, поэтому $r_{Q_{\max}} = 2,24$. Одновременно изменяется продолжительность периода максимального стока. Продолжительность весеннего половодья $T_{\text{п}}$ — возрастающая функция порядка реки. Чем больше порядок реки, тем больше продолжительность половодья. На реках с лесными и заболоченными бассейнами продолжительность половодья соответственно на 23 и 38% больше по сравнению с степными реками (при $N_p = \text{const}$). Коэффициент масштабного изменения продолжительности половодья колеблется от 1,3 до 10 и уменьшается с увеличением размера реки, что связано с использованием Н.А. Ржаницыным зависимости типа (1.56).

При использовании уравнения (1.53) для характеристики соответствия порядков рек и гидрологических характеристик коэффициенты масштабных изменений основных гидрологических характеристик постоянны для конкретных речных систем и могут изменяться в разных регионах России (табл. 1.16, 1.17). Практически для всех рек увеличение порядка реки с $N_{\text{ш}}$ до $N_{\text{ш}} + 1$ вызывает увеличение Q_0 в 2 раза, т.е. $r_{Q_0} = 2,0$. Это объясняется тем, что $r_F = 2$, а модуль стока средних (зональных) рек M_0 — величина постоянная. Поскольку средний многолетний расход воды зависит от величины модуля стока и площади водосбора, то $r_{Q_0} = r_F$.

Коэффициенты масштабных изменений максимальных и минимальных расходов воды заметно отличаются от величины r_{Q_0} . Вследствие редуционных свойств речных бассейнов $r_{Q_{\max}} < 2$, а $r_{Q_{\min}} > 2$. Среднее значение $r_{Q_{\max}} = 1,8$; величина $r_{Q_{\min}}$, характеризующая изменение летних и зимних расходов воды при изменении порядка реки на единицу, заметно больше (для разных рек $r_{Q_{\min}} = 2,0 \div 3,0$). Изменчивость $r_{Q_{\min}}$ значительно превышает пространственную изменчивость коэффициента r_{Q_0} .

Коэффициенты масштабных изменений экстремального стока воды зависят от редуционных свойств речных бассейнов. Наименьшие масштабные изменения максимальных расходов воды характерны для рек лесной и лесостепной зоны ($r_{Q_{\max}} = 1,7$). Максимальные расходы воды рек в зоне тайги возрастают на большую величину (при одинаковом изменении $N_{\text{ш}}$), поскольку для них $r_{Q_{\max}} = 1,8-1,9$. Наоборот, минимальные расходы воды рек этой природной зоны отличаются меньшим масштабным эффектом изменения по сравнению с условиями продольной трансформации минимального стока рек степных регионов. Например, в бассейне Печоры при увеличении $N_{\text{ш}}$ от 9 до 10 минимальные летние расходы воды увеличиваются с 29,6 до 62,4 м³/с, в бассейне Дона — с 9,4 до 24,2 м³/с.

Свойства уменьшать модуль стока при увеличении $N_{\text{ш}}$ выражены тем меньше, чем больше густота речной сети. В результате на фоне увеличения густоты сети происходит увеличение скорости продольного изменения максимальных расходов воды и уменьшение $r_{Q_{\min}}$ (рис. 1.29). При большей густоте речной сети D_p увеличение порядка реки на единицу происходит на меньшей длине главной реки. Это означает уменьшение среднего времени добега воды от частного бассейна к замыкающему створу, что и характеризует ослабление редуционных свойств водосборов [Евстигнеев, 1990].

Масштабные изменения стока воды по длине реки отражаются на масштабных изменениях других составляющих речного стока [Алексеевский и др., 2004]. В частности, они характерны для изменения средних расходов взвешенных наносов

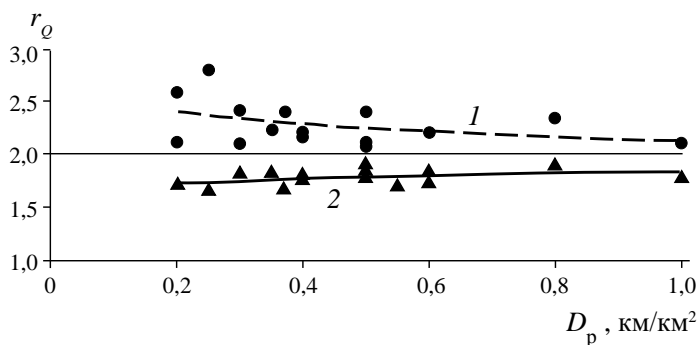


Рис. 1.29. Зависимость коэффициентов масштабного изменения минимальных (1) и максимальных (2) расходов воды r_Q от плотности речной сети D [Косицкий, 2003]

R . Коэффициент их масштабного изменения r_R колеблется от 1,8 до 2,3 (в среднем — 2,1) (см. табл. 1.17). Территориальная изменчивость r_R совпадает с характером изменения модулей стока воды (рис. 1.30). На этот процесс оказывает влияние увеличение мутности при возрастании N в регионах с повышенным модулем стока воды. Если при пониженной водоносности рек уменьшается мутность воды, то происходит ожидаемое снижение скорости увеличения R_0 по длине речной сети. В первом приближении связь между r_R и модулем стока M_Q ($M_Q > 3$ л/с · км²) описывается уравнением

$$r_R = 0,068M_Q + 1,64. \quad (1.60)$$

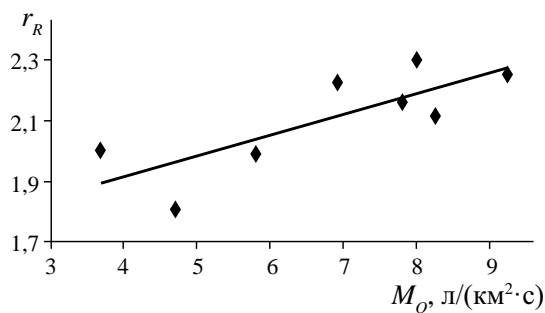


Рис. 1.30. Зависимость коэффициента масштабного изменения стока взвешенных наносов r_R от модуля стока воды M_Q

Таблица 1.16

Параметры уравнения (1.53) для условий формирования средних (Q_0), максимальных (Q_{\max}), минимальных (Q_{\min}) летних и зимних расходов воды [Алексеевский и др., 2004]

Бассейн реки	Ландшафтные условия бассейна	Q_0 , м ³ /с		Q_{\max} , м ³ /с		Q_{\min} , м ³ /с			
						летний		зимний	
		a	b	a	b	a	b	a	b
Северная Двина	Тайга	0,027	0,69	0,81	0,60	0,0021	0,80	0,0023	0,74
Печора	Тайга	0,063	0,70	1,86	0,62	0,017	0,75	0,0046	0,74

Бассейн реки	Ландшафтные условия бассейна	$Q_0, \text{ м}^3/\text{с}$		$Q_{\text{макс}}, \text{ м}^3/\text{с}$		$Q_{\text{мин}}, \text{ м}^3/\text{с}$			
		a	b	a	b	летний		зимний	
						a	b	a	b
Ока	Смешанные и широколиственные леса	0,028	0,70	2,08	0,55	0,0046	0,74	0,0052	0,73
Кама	Тайга	0,019	0,71	0,97	0,57	0,0005	0,88	0,0004	0,86
	Смешанные и широколиственные леса	0,022	0,72	1,86	0,52	0,0001	1,11	0,0001	1,06
Дон	Лесостепь	0,028	0,73	4,10	0,53	0,0007	0,95	0,0015	0,87
Чулым	Тайга	0,024	0,70	0,78	0,58	0,0032	0,77	0,0006	0,81
Тобол	Разнообразие ландшафтных условий	0,032	0,70	1,48	0,53	0,0063	0,75	0,0031	0,73
Пур, Таз, Надым	Тундра, тайга	0,12	0,69	0,71	0,70	0,041	0,74	0,0009	1,01
Енисей	Тайга	0,062	0,69	0,93	0,64	0,023	0,73	0,0066	0,71
Ангара	Тайга	0,039	0,67	1,36	0,56	0,0054	0,79	0,0023	0,74
Лена	Тайга	0,027	0,70	0,79	0,60	0,0014	0,88	—	—
Яна	Тайга + высотная поясность	0,017	0,67	0,55	0,61	—	—	0,0040	0,72
Колыма	Тайга + высотная поясность	0,005	0,68	0,30	0,58	0,0009	0,75	—	—
Амур	Тайга + высотная поясность	0,025	0,70	1,27	0,55	0,0029	0,79	0,0001	0,85

Таблица 1.17

Коэффициенты масштабных изменений основных гидрологических характеристик рек России [Алексеевский и др., 2004]

Река	Ландшафтные особенности бассейна	Коэффициенты масштабных изменений*						
		r_{Q_0}	$r_{Q_{\text{макс}}}$	$r_{Q_{\text{мин}}}$		r_R	r_G	r_{Q_p}
				летний	зимний			
Северная Двина	Тайга	2,0	1,8	2,2	2,1	2,0	1,4	2
Печора	Тайга	2,0	1,9	2,1	2,1	—	—	—
Ока	Смешанные и широколиственные леса	2,1	1,7	2,4	2,3	1,8	1,4	2
Кама	Тайга	2,0	1,8	2,4	2,4	2,3	1,6	—

Река	Ландшафтные особенности бассейна	Коэффициенты масштабных изменений*						
		r_{Q_0}	$r_{Q_{\max}}$	$r_{Q_{\min}}$		r_R	r_G	r_{Q_p}
				летний	зимний			
	Смешанные и широколиственные леса	2,1	1,7	3,0	2,9			
Дон	Лесостепь	2,1	1,7	2,6	2,4	2,0	1,4	—
Чулым	Тайга	2,0	1,8	2,2	2,3	—	—	—
Тобол	Разнообразные ландшафтные условия	2,0	1,7	2,1	2,1	—	—	—
Пур, Таз, Надым	Тундра, тайга	2,0	—	2,1	2,7	—	—	—
Енисей	Тайга	2,0	1,9	2,1	2,0	2,1	—	—
Ангара	Тайга	2,0	1,8	2,2	2,1	—	—	—
Лена	Тайга	2,0	1,8	2,4	—	2,3	—	—
Яна	Тайга + высотная поясность	2,0	1,8	—	2,1	—	—	—
Колыма	Тайга + высотная поясность	2,0	1,8	2,1	—	2,2	—	—
Амур	Тайга + высотная поясность	2,0	1,7	2,2	2,3	2,2	1,2	—

* Q_0 — средний многолетний расход воды; Q_{\max} — средний максимальный расход воды; Q_{\min} — минимальный расход воды; R — расход взвешенных наносов; G — расход влекомых наносов; Q_p — расход растворенных веществ.

Увеличение расхода влекомых наносов G вдоль речных систем выражено слабее по сравнению с изменением R . Это проявляется в величине коэффициента масштабных изменений G_0 — она меньше 2 ($r_G = 1,2 \div 1,6$, в среднем — 1,4 (см. табл. 1.16)). Неравенство $r_G < r_R$ обусловлено уменьшением доли влекомых и увеличением доли взвешенных наносов в их суммарном стоке при возрастании размера реки [Копалиани, 1987; Чалов и др., 2000]. Реки с меньшими модулями стока отличаются меньшей величиной коэффициентов масштабных изменений стока наносов. Для них справедливо выполнение неравенств $r_R < 2$, $r_G < 1,6$.

По длине речных систем закономерное изменение испытывает расход растворенных веществ Q_p . Коэффициент масштабного изменения этой составляющей речного стока $r_{Q_p} = 2$. Поскольку расход растворенных веществ Q_p — произведение расхода воды на ее минерализацию c , то закономерности изменения Q_p в основном контролируются изменениями Q_0 и c . Величина c не претерпевает существенных изменений с увеличением размера реки, поэтому $r_{Q_p} = r_{Q_0} = 2$ [Алексеевский и др., 2004; Косицкий, 2003].

Из-за отсутствия многолетних данных по изменениям стока биологических субстанций нельзя достаточно уверенно оценить закономерности изменения его характеристик по длине речных систем. Обработка данных Н.Г. Добровольской и др. [2002] для разных сезонов года показала, что в бассейне р. Рени коэффициент масштабного изменения расхода органического вещества $r_6 > 2$. В период весеннего половодья изменение порядка реки на единицу сопровождается увеличением Q_6 в 3,3 раза ($r_6 = 3,3$). Для условий летней межени степень продольного увеличения Q_6 еще больше ($r_6 = 4,2$) [Алексеевский и др., 2004; Косицкий, 2003]. Расход органического вещества (в основном планктонных организмов) равен произведению их концентрации на расход воды. Поскольку $r_6 > r_{Q_0}$, с ростом размера реки происходит значительное увеличение их концентрации. Это связано с ускоренным изменением биотических характеристик водных экосистем (по сравнению с Q) при изменении водоносности рек ниже впадения притоков. Различия в выраженности масштабных эффектов изменения расхода биологических субстанций весной и летом объясняются отличиями в сезонной интенсивности жизнедеятельности гидробионтов в разные сезоны года, что подтверждают данные и по другим рекам [Добровольская, Головченко и др., 2001].

Масштабные изменения теплового стока определяются многими факторами, основными из которых являются масштабные эффекты изменения стока воды, а также закономерности изменения ее температуры. Анализ данных по речным системам Печоры, Оки, Дона и Енисея показал, что коэффициенты масштабного изменения расходов теплоты r_{Q_T} больше по сравнению с коэффициентами r_{Q_0} . Это связано с увеличением средней температуры воды в реках от истока к устью, если они расположены в одной природной зоне. Самая холодная вода характерна для ручьев и малых рек, поскольку они дренируют подземные водоносные горизонты с практически постоянной температурой. Увеличение размера рек вследствие впадения притоков в летний период сопровождается ростом теплосодержания водной массы. Этот фактор отчетливо проявляется на реках, имеющих широтное простираение, и имеет максимальное значение, если они текут с севера на юг. Увеличение $N_{ш}$ на единицу в этом случае вызывает увеличение Q_T в 2,2 раза ($r_{Q_T} = 2,2$). На Печоре, например, $r_{Q_T} = 2,1$, что связано с последовательным впадением все более холодных северных притоков. Еще сильнее роль этого фактора проявляется в бассейне Енисея, где $r_{Q_T} = 1,8$ [Косицкий, 2003].

При увеличении порядка рек постепенно уменьшаются их уклоны. Это соответствует процессам постепенной диссипации энергии водных потоков по длине рек. Уменьшение уклонов происходит под влиянием потерь напора на преодоление гидравлических сопротивлений и транспорт речных наносов [Алексеевский, Михинов, 1991; Гришанин, 1979]. Их суммарное влияние является причиной уменьшения уклона по длине рек. Уклон Оки в устье, где $N_{ш} = 15$ (см. табл. 1.14), в 56 раз меньше по сравнению с реками ее бассейна, для которых $N_{ш} = 6$. Масштабный эффект изменения уклонов рек учитывается коэффициентом r_l , который в разных регионах России изменяется от 0,5 до 0,8 (см. табл. 1.14). Таким образом, величина $r_l < 1$ и в среднем равна 0,7. Обобщение данных по равнинным рекам центра ЕТР показало, что средняя величина $r_l = 0,5$. По Н.А. Ржаницыну [1960], величина этого коэффициента не постоянна и изменяется от 0,37 до 0,64 в зависимости от порядка реки. Это обусловлено спецификой обобщения эмпирической информации (1.56), которая отличается от ее типа, соответствующего структуре уравнения (1.52).

Уменьшение уклонов и увеличение водоносности рек от их истоков к вершинам устьевых областей обуславливает сложный характер изменения энергии и мощности водного потока в разных звеньях речной сети. Энергия водного потока E (Дж) складывается из потенциальной $E_{\text{п}}$ и кинетической $E_{\text{к}}$ энергии. Потенциальная энергия потока

$$E_{\text{п}} = \rho g Q \Delta t H_0, \quad (1.61)$$

где ρ — плотность воды; Q — расход воды, осредненный за интервал времени Δt ; H_0 — превышение центра тяжести объема речной воды $Q \Delta t$ над некоторой плоскостью сравнения (например, над уровнем Мирового океана).

Кинетическая энергия потока зависит от величины расхода воды Q и скорости течения, осредненных за некоторый период времени Δt :

$$E_{\text{к}} = \rho Q \Delta t V^2 / 2. \quad (1.62)$$

Изменение высоты расположения массы воды $\rho Q \Delta t$ на величину ΔH_0 при перемещении потока по руслу, имеющему определенный уклон, соответствует совершению силой тяжести некоторой работы A (Дж). При неизменной форме поперечного сечения потока или значительной длине участка реки, а также в случаях, когда изменение глубины потока пренебрежимо мало по сравнению с падением отметок водной поверхности ΔH , можно принять гипотезу о том, что $\Delta H_0 = \Delta H$. В этом случае мощность водного потока (Вт):

$$N_{\text{вп}} = A / \Delta t = \rho g Q \Delta H_0 \cong \rho g Q \Delta H. \quad (1.63)$$

При анализе энергетических характеристик потока обычно используется удельная мощность потока $N_{\text{вт.я}}$ (Вт/м). Она равна мощности потока, отнесенной к единице длины потока Δx , т.е.

$$N_{\text{вт.я}} = \rho g Q \Delta H / \Delta x \cong \rho g Q I, \quad (1.64)$$

где I — уклон водной поверхности.

Чем больше реки, тем больше их мощность [Алабян, 1992а]. В целом она возрастает при переходе от верховий к нижнему течению рек, при уменьшении уклонов водной поверхности и увеличении их водоносности. Наглядное представление о соответствии между этими переменными дает QI -диаграмма (рис. 1.31), в каждой точке которой произведение QI характеризует удельную мощность потока. Если в качестве руслоформирующего расхода воды принять средний многолетний расход воды, то величина масштабного изменения удельной мощности водного потока при увеличении порядка рек на единицу $r_{QI} = 1,3$.

В зависимости от трансформации (увеличения) мощности потока по длине речной сети находятся формы проявления русловых процессов. В частности, это приводит к уменьшению вероятности формирования относительно прямолнейных и меандрирующих русел рек и увеличению вероятности формирования русловых разветвлений [Алабян, 1992а; Иванов, 1989; Ромашин, 1968; Смирнова, 2002; Чалов, Алабян и др., 1998; Carson, 1984; Ferguson, 1984; Henderson, 1961; Leopold, Wolman, 1957; Osterkamp, 1978]. Повышенная относительная мощность потока QI — фактор ускоренной эволюции побочной, осередков и ленточных гряд. Появление и смещение крупных русловых форм интенсифицируют процессы формирования осередковых разветвлений в русле (рис. 1.31). Скорость этих процессов зависит от особенностей водного и гидравлического режима потоков, неравномерности стока, устойчивости русла, подвижности побочной и осередков.

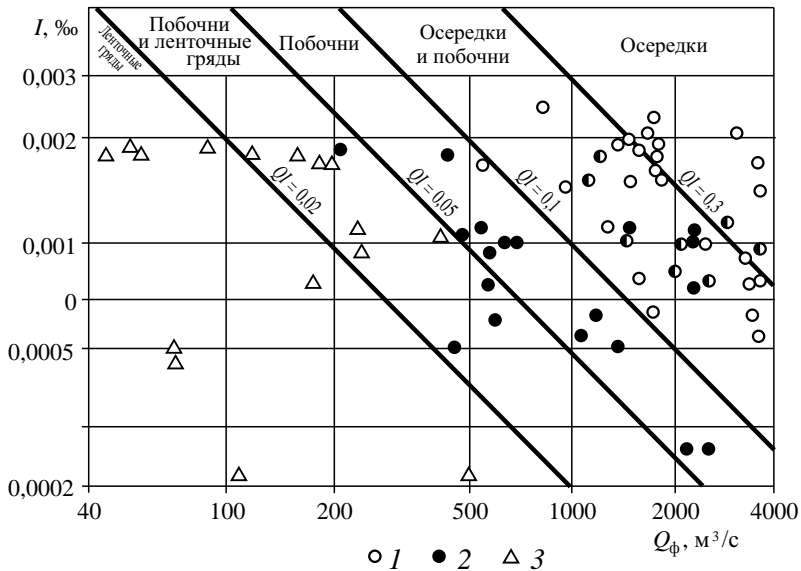


Рис. 1.31. Соотношение руслоформирующих расходов воды Q_ϕ и уклонов русла I в половодье как условие существования макроформ руслового рельефа на верхней Оби:
1 — осередки; 2 — побочни; 3 — ленточные гряды [Алабян, 1992а]

Поэтому в диапазоне изменения мощности потока в половодье от 4 до 15 кВт/м ($0,4 < Q_\phi I < 1,5$) сосуществуют как побочни, так и осередки [Алабян, 1992б; Чалов, Алабян и др., 1998]. Соответственно при зарастании прирусловых отмелей, побочней, осередков и превращении их в элементы поймы (шпоры излучин и острова) аналогичные закономерности возникают при формировании прямолинейных неразветвленных, меандрирующих и разветвленных на рукава русел [Чалов, 2008].

Роль порядков рек в масштабных эффектах изменения гидрологических характеристик становится менее значимой при анализе сезонных и более быстрых изменений состояния водных потоков. Однако и в этом случае (при синхронности гидрологических событий в бассейне главной реки и ее притоков) прослеживается соответствие гидрологических характеристик сливающихся потоков.

1.5. МИКРОБИАЛЬНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ СТОКА В ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМАХ. РОЛЬ МИКРООРГАНИЗМОВ В ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССАХ

В ЭРС перемещаются большие массы органических веществ, среди которых особую роль играет микробная составляющая. Высокая биохимическая активность микроорганизмов обуславливает преобразования химического состава поверхностных и подземных вод, разложение и преобразование органических веществ, деструкцию растительных остатков, воздействует на круговороты азота, фосфора, серы и других элементов, обеспечивая гомеостаз водных биоценозов. Важность и своевременность этого положения подтверждается количественными показателями этого вида стока. Так, бактериальный (без учета эукариотов) годовой сток р. Десны составлял (в 1960–1961 гг.) 62 тыс. т, р. Днепра выше Киева —

340 тыс. т [Гак, 1975]. Однако в этом отношении исследования речных вод обычно сосредоточиваются на участках антропогенных загрязнений.

Изменчивость численности микроорганизмов в поверхностных потоках — сложное многофакторное явление, которое обусловлено как внутренними механизмами регуляции микробных сообществ, так и полигенетической природой самих речных потоков [Добровольская и др., 2002]. Численность микроорганизмов тесно связана с наличием питательных и образованием ингибирующих веществ, элиминацией, поеданием микроорганизмов простейшими, температурой среды, содержанием CO_2 и т.д. Все эти факторы и, соответственно, количество микроорганизмов претерпевают значительные сезонные и межгодовые изменения, что наглядно прослеживается в водохранилищах, где плотность бактериальной биомассы зависит от уровня режима и загрязнения сточными водами [Гак, 1975]. Внутренние механизмы развития, определяя соотношение аборигенной и аллохтонной (привнесенной) массы микропланктона, имеют такое же значение для оценки перераспределения микробной биомассы в эрозионно-русловой системе, как и соотношение бассейновой и речной составляющих при оценке перераспределения наносов.

Микробиальный сток в эрозионно-склоновой подсистеме практически не изучен. Почвы отличаются весьма благоприятными условиями для жизнедеятельности и размножения микроорганизмов. Количество бактерий колеблется от 1 до 10 млрд в 1 г почв различных типов, а суммарная длина грибных гиф составляет от сотен метров до километров в 1 г почвы. Вес живой бактериальной массы изменяется от сотен до нескольких тонн на гектар, грибов — до десятков тонн [Звягинцев и др., 2005]. Численность бактерий в пахотном горизонте супесчаных дерново-подзолистых и суглинистых серых лесных почв составляет 2–3 и 3–4 млрд клеток/г соответственно [Свешникова, 2001]. При этом в структуре микробной биомассы в пахотном горизонте этих почв доля бактерий составляет лишь 1–3% [Полянская и др., 1997].

Большая доля бактерий прочно адгезирована на почвенных частицах — 50–60% в дерново-подзолистых и серых лесных почвах и до 90% в богатых гумусом тяжелых перегнойно-глеевых почвах и черноземах [Звягинцев, 1987]. В связи с этим во всех случаях тотального склонового смыва следует ожидать прямой тесной корреляции между численностью бактерий в эродируемой почве и склоновых потоках. Это подтверждают единичные наблюдения за бактериальным стоком на Боровской учебно-научной станции МГУ: общая бактериальная плотность в водах устья Егорова оврага, стекающих с полевой части его водосбора, на пике половодья 2001 г. составила (с учетом адгезии) 5,1 млн клеток в 1 мл воды, тогда как в водах принимающей овраг р. Протвы — 4,3 млн клеток, а в водах р. Исмы (приток Протвы) — 3,2 млн клеток/мл. Эрозионные процессы на склонах в этот период уже затухали. Мутность склоновых вод не превышала 0,6 г/л и с учетом разбавления грунтовыми водами в овраге (около 40% объема стока) плотность бактерий в потоке имела один порядок величины с бактериальной плотностью в дерново-подзолистой почве полевой части водосбора: численность бактерий в пахотном горизонте супесчаных дерново-подзолистых и суглинистых серых лесных почв составляет 2–3 и 3–4 млрд клеток/г соответственно [Свешникова, 2001].

Микробиальный сток рек — явление многофакторное. Лучшими натурными географическими моделями для его исследования являются малые реки, бассейны которых располагаются в пределах одного ландшафтного района, не имеют крупных точечных источников загрязнения и по своим малым размерам допускают син-

хронизацию наблюдений. Таковыми являются малые реки юга и центра южно-таежной зоны ЕТР: реки Протва, Медвенка (Московская область), Звана, Реня, Шарица, Кесьма (северо-восток Тверской области). В руслах этих рек средой обитания микробных сообществ являются водная толща, аллювий и породы ложа. Планктонные формы микроорганизмов, населяющие водную массу, имеют специальные приспособления в виде жгутиков и газовых вакулей для передвижения во взвешенном состоянии. Бентосные микроорганизмы прикрепляются к субстрату, в том числе к взвешенным частицам, и находятся в адгезированном состоянии. Количество бактерий, адгезированных на взвешенных наносах рек лесной зоны Русской равнины, достигает 40–60% от их содержания в водно-наносном потоке [Добровольская, Звягинцев, 2006] и составляет 60–80% суммарной биомассы планктонных микроорганизмов в водах Рыбинского водохранилища [Рыбакова, Копылов, 1997].

Источниками привноса микроорганизмов в речные потоки являются атмосферные осадки, грунтовые воды и потоки поверхностного и внутриводоемного бассейнового стока. Установлено, что аллохтонные (привнесенные) микроорганизмы в водоемах активно взаимодействуют с физическими, химическими и биологическими компонентами [Терехова и др., 1998, 1997]. Определенный пул микроорганизмов присущ водам атмосферных осадков и грунтовым водам. Бактериальное исследование атмосферных осадков свидетельствует о значительном содержании микроорганизмов в дождевых водах и в снеге, а также о зависимости их численности от степени хозяйственной освоенности территории и ландшафтной обстановки формирования снежного покрова. Бактериальная плотность в дождевых водах региона, удаленного от крупных населенных пунктов (лето 2001 г.), не превышала 0,15 млн клеток/мл, но в черте г. Москвы составляла 0,26 млн клеток/мл. Свежевыпавший в сельской местности Московского мегаполиса (бассейн р. Медвенки) снег содержал на пойме 0,23, на полевом склоне 0,28, в смешанном лесу 0,63 млн клеток/мл соответственно. Те же тенденции прослеживались и в удаленных от городов лесистых местностях (бассейн р. Шарицы): бактериальная плотность в снеге на пойме не превышала 0,09 млн клеток/мл, в поле — 0,15 млн клеток/мл и заметно увеличивалась в хвойном лесу — 0,83 млн клеток/мл. Повышенное содержание бактерий в снеге мегаполиса объясняется, вероятно, высокой запыленностью воздуха, а в лесах — поступлением микроорганизмов с крон деревьев. Атмосферные воды, просачиваясь в грунт и стекая по склонам, контактируют с почвами, растительностью и растительными остатками, содержащими огромное количество микроорганизмов, и «обогащаются» за их счет микроорганизмами. В грунтовых водах, стекающих в русло р. Протвы по склонам и оврагам, содержание бактерий осенью и зимой составляло 0,46–0,75 млн клеток/мл, возрастая летом до 1,2–2 млн клеток/мл, тогда как в кооптированном источнике (весной) оно не превышало 0,17 млн клеток/мл.

Мощным потенциальным источником поступления микроорганизмов в реки являются эродированные почвы. Плотность бактерий в почвах умеренного пояса — миллиарды в грамме, что на три — четыре порядка превышает их плотность в речных потоках (миллионы в миллилитре) и соответствует соотношению объемного веса почвы и мутности склоновых потоков (граммы и десятые граммов в миллилитре). Особое значение как источник микроорганизмов имеют микробные сообщества пойменных почв, поскольку при размыве берегов они непосредственно поступают в речные воды. В аллювиально-луговых почвах на поймах рек Протвы и Медвенки [Головченко, Добровольская, 2001; Добровольская, Ле-

онтьева и др., 2006] общие запасы микробной биомассы в метровой толще варьируют в зависимости от типа поймы и сезона, составляя в целом от 0,7 до 3 кг/м², несколько повышаясь на низкой пойме. Близки по величинам биомассы и пойменные почвы р. Оки [Павлова, 1998].

Общие закономерности изменений концентрации бактерий, заключающиеся в ее снижении вниз по профилю и сезонных вариациях, сходны с таковыми для почв плакоров и склонов этой же ландшафтной зоны. Заметные различия связаны с типом поймы. Если различия низкой и высокой поймы по микробиологическим характеристикам для р. Протвы ограничиваются в основном структурой сообществ, то на р. Лене (в районе г. Якутска) более гумусные почвы высокой поймы в 2–2,5 раза превосходят почвы прирусловой и островной пойм по численности бактерий. При этом во всех случаях по всему профилю пойменных почв в биомассе доминируют микромицеты — до 90% численности.

В методическом плане для оценки достоверности расчетов и выбора времени отбора проб необходимы данные о краткосрочной (внутрисуточной, суточной, декадной) вариабельности численности микроорганизмов. Такая оценка была сделана для р. Шарицы в 2001 г. Краткосрочные изменения плотности бактериопланктона отслеживались в течение суток (с интервалом 4–6 ч). Пробы отбирались в меженный период (16 июля, 25 сентября и 26 октября 2001 г.) в среднем течении реки (у д. Шарицы). Температурные условия и освещенность для всех трех дат суточных экспериментов весьма контрастны: в июле температура воды в течение суток изменялась от 18 до 22°C (воздуха — от 32°C днем до 19°C в 6.00); в сентябре — от 6,5 до 8°C, а в октябре оставалась стабильной (1°C). Изменение численности бактерий в течение суток для всех исследованных случаев оказалось достаточно плавным: максимальная амплитуда — 0,74 млн клеток/мл (30%) отмечена летом, наименьшие отклонения (почти абсолютная стабильность) — поздней осенью — в октябре (рис. 1.32). Статистически достоверными оказались лишь различия между максимальными (дневными) и минимальными значениями их численности в июле и сентябре. В октябрьской пробе внутрисуточные колебания плотности статистически недостоверны, так как численность бактерий оставалась практически постоянной.

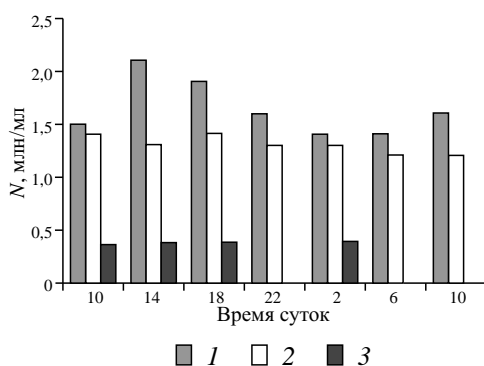


Рис. 1.32. Внутрисуточная динамика численности бактериопланктона (млн/мл) на р. Шарице (даты отбора проб: 1 — 16 июля; 2 — 25 сентября; 3 — 26 октября)

Сезонная изменчивость численности бактериальных сообществ отчетливо выражена в водах всех исследованных рек. В летнюю межень (август) в р. Шарице

(среднее течение) плотность бактериопланктона составляла 1,7 млн клеток/мл. В холодный период она снижалась в 2 раза и более (0,87 млн клеток/мл в марте и 0,39 — в конце октября), а на пике весеннего половодья достигала максимума — 3,2 млн клеток/мл. Подобные амплитуды зафиксированы и на других малых реках южно-таежной подзоны. Везде характерны весенние максимумы (в половодье) и зимние минимумы плотности бактериопланктона. Однако отмечается и иной тип сезонного распределения. Так, для вод р. Протвы максимальная численность бактериопланктона (в 1,8–2,3 раза выше весенней) наблюдалась осенью, когда расходы воды и наносов снижались до минимума [Добровольская, Головченко и др., 2001]. Осенний максимум отмечен и на иранской реке Шехерчай [Салманов, Танайи, 2012]. На больших реках с мощными дождевыми паводками максимумы численности бактерий бывают приурочены и к холодному сезону, что объясняют привнесением аллохтонных бактерий поверхностными водами с водосборов [Гак, 1975]. В целом наличие половодно-паводковых пиков концентрации микропланктона свидетельствует о высокой доле аллохтонных (привнесенных) микроорганизмов.

Велики также колебания численности бактерий от года к году. Для меженных периодов (летней и зимней межени) максимальные амплитуды годовых изменений плотности бактериопланктона на исследованных реках не превышали 2–2,5 раза при близких (для разных лет) расходах воды и значительных изменениях мутности (2–4 раза). Точность оценки вариабельности среднегодовой численности бактерий в водах малых рек достоверно оценить невозможно в связи с малочисленностью данных и чрезвычайно быстрой изменчивостью численности бактерий и гидрологических параметров потоков в половодье. На больших реках межгодовая вариабельность менее выражена [Гак, 1975]. Сезонным изменениям подвержен также таксономический состав бактериального комплекса.

Оценка перераспределения микропланктона в пределах речного звена ЭРС (или единичного пойменно-руслового комплекса) гораздо более сложная задача, чем оценка перераспределения наносов. При скудости первичных данных прямой расчет баланса (приток — главное русло, русло — пойма и т.д.) невозможен. С достаточной осторожностью можно использовать аналогии с расчетом баланса взвешенных наносов, поскольку доминирующая часть микроорганизмов вводимых потоков адгезирована взвешенными частицами. При этом возникает вопрос о хаотичности/упорядоченности и временной устойчивости пространственных изменений параметров микробиостока в речных потоках.

Изменения численности бактериопланктона по продольному профилю свидетельствуют о закономерном ее нарастании от верховьев к устью. Такая картина наблюдалась на реках различного порядка с разными типами русла и гидрологическим режимом: на р. Венге в Прибалтике [Родина, 1959], в верхнем течении Десны (до впадения р. Сожа) [Гак, 1975], на р. Арге (Испания) [Goni-Urriza et al., 1999], на горных реках — Кара-Бау (Тянь-Шань) [Добровольская, 2000] и Шехерчай [Салманов, Танайи, 2012]. В последних двух случаях реки пересекают несколько высотных ландшафтных поясов — от нивального до степного, и условия жизнедеятельности микроорганизмов вниз по течению также улучшаются. На всех исследованных малых реках с бассейнами, слабо освоенными хозяйственной деятельностью, нарастание численности бактериопланктона от истоков к устью в летнюю межень проявляется достаточно четко (рис. 1.33). Несколько снижена амплитуда этого тренда для р. Шарицы (двукратное превышение).

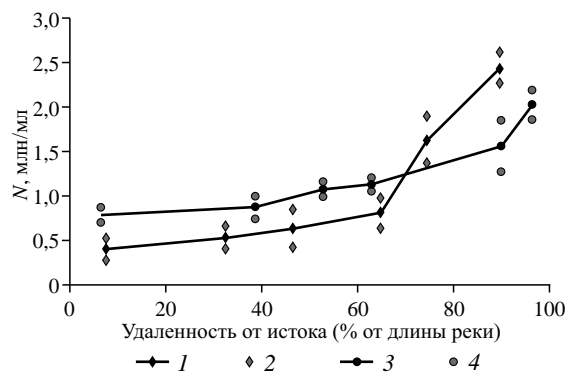


Рис. 1.33. Рост численности бактериопланктона N (млн/л) с удалением (% длины русла) от истока рек:

1 — р. Рени (09.08.1999); 3 — р. Звана (09.08.2001); 2, 4 — границы доверительных интервалов вероятностью 0,95 для рек Рени и Званы соответственно

Общая картина распределения эукариотных клеток микроорганизмов (спор, мицелия микромицетов, дрожжей) в воде по продольному профилю рек сходна с распределением бактериопланктона. Диапазон варибельности численности спор и дрожжевых клеток, обнаруженных во всех пробах, находится в пределах одного порядка величины. Четко фиксируется нарастание численности от истоков к устью с 15,7 до 35 тыс. спор/мл на р. Рене, с 27 до 125 тыс. спор/мл на р. Зване и от 140 до 370 тыс. спор/мл на р. Шарице. Концентрация грибного мицелия также плавно увеличивается от истоков к устью от 0,09 до 0,43 тыс. спор/мл. В нижнем течении р. Рени в зоне подпора водохранилищем отмечалось некоторое снижение численности эукариотных клеток по сравнению со средним течением — с 35 до 23 тыс. спор/мл.

Сложнее обстоит дело с распределением микроорганизмов на больших реках, прежде всего из-за большей дифференциации условий жизнедеятельности в пределах пойменно-руслового комплекса. Имеются данные о существенных различиях в численности микроорганизмов в стречневой зоне потока, в затонах и пойменных водоемах. Так, на р. Лене (в районе г. Якутска) четко выражена вертикальная дифференциация концентрации бактериопланктона в самих потоках, различная для перекатов и плесов, а также в аллювии разного гранулометрического состава [Добровольская, 2000]. Кроме того, в бассейнах крупных рек интенсивно освоенных территорий расположены мощные точечные источники биологического загрязнения (города, промышленные предприятия и т.п.). Поступление загрязнений из таких источников в разы увеличивает численность микроорганизмов в реках, а влияние «шлейфа» загрязнения сказывается на десятки километров ниже по течению.

Концентрация микроорганизмов в малых реках в большей степени зависит от их поступления с водосборов. Именно со смывом почв связано наличие весенних половодных пиков численности микроорганизмов в реках и водохранилищах [Гак, 1975]. В то же время для рек областей умеренного климата характерны половодные пики мутности, обусловленные размывом берегов и интенсивной эрозией почв на склонах тальми водами. Анализ соотношений мутности речных вод и концентрации бактериопланктона показал, что между ними существует тесная связь не только в экстремальные фазы гидрологического режима, но и в межень (рис. 1.34). Положительная высокая корреляция между численностью бактерий и концентрацией взвешенных наносов (мутностью) — общая черта всех исследуемых рек.

дованных малых рек северо-востока Тверской области. Значения коэффициентов корреляции для всех связей составляют 0,94–0,96, средние относительные ошибки трендов — 4–18%. Аналогичные результаты были получены и для р. Протвы на юге южно-таежной зоны. Внешние условия жизнедеятельности микроорганизмов в руслах исследованных рек (температура воды, освещенность, водная растительность) в период отбора проб были достаточно стабильны на всем протяжении потоков и не должны были так сильно сказаться на численности микроорганизмов. Причина такой тесноты корреляции заключается в высокой степени адгезии бактерий на частицах взвешенных наносов. На реках с высокой степенью хозяйственной освоенности водосборов при поступлении сельскохозяйственных, промышленных или селитебных стоков наблюдается беспорядочное чередование подъемов и спадов численности микроорганизмов на локальных участках, которое затушевывает какие-либо иные тенденции в распределении по продольному профилю потока [Терехова, Семенова, 1997].

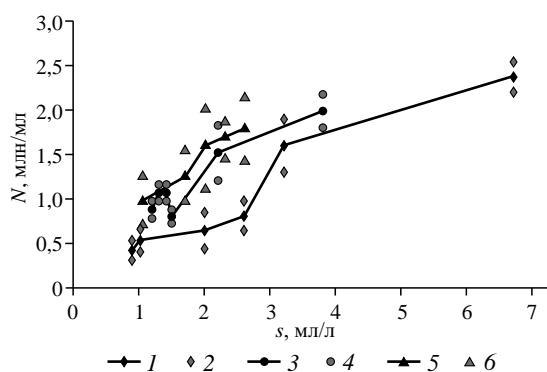


Рис. 1.34. Зависимость численности бактериопланктона N (мл/л) от концентрации взвешенных наносов (мутности) в реках:

1 — Реня (9 августа 1999 г.); 3 — Звана (9 августа 2001 г.); 5 — Шарица (10 августа 2000 г.); 2, 4, 6 — границы доверительных интервалов вероятностью 0,95 для рек Рени, Званы и Шарицы соответственно

Влияние микробальной составляющей стока на смыв почв мелководными потоками на склонах определяется их структурностью, т.е. способностью распадаться на отдельные (агрегаты) различной крупности [Розанов, 1975]. Почва представляет собой «смесь» из отдельных механических элементов (элементарных почвенных частиц) и почвенных агрегатов. Образование и упрочнение почвенной структуры контролируется химико-физическими, биохимическими, биологическими процессами и явлениями (коагуляция коллоидов, капиллярных явлений, скрепления корнями и гифами грибов) [Качинский, 1965], но особую роль в образовании первичных микроагрегатов играют микроорганизмы и продукты их метаболизма [Звягинцев, 1973]. Агрегирующая роль микроорганизмов выявлена множеством экспериментов по воздействию грибов, актиномицетов и бактерий на почвенные агрегаты. Полученные результаты показали увеличение агрегации на 21%. Установлено, что агрегация почвенных частиц зависит не столько от количества микроорганизмов в почве, сколько от интенсивности микробного синтеза цементирующих агентов. Существенное влияние может оказывать и грибной мицелий [Rangaswami, Ramalingam, 1961]. Полисахариды, синтезированные почвенными микроорганизмами, высоко эффективны в связывании почвенных частиц не менее чем другие

клеящие вещества — гуминовые кислоты, коллоидная кремневая кислота и ряд других [Martin et al., 1959]. Значимость влияния деятельности микроорганизмов на стабилизацию почвенных агрегатов подтверждена и прямыми экспериментами [Park et al., 2007]. Способствуют повышению прочности структурированных частиц и химические соединения, образующиеся в процессе жизнедеятельности дрожжей [Babaeva, Chernov, 1995].

Содержание и размеры водопрочных агрегатов наиболее значимы для оценки эрозионной работы склоновых потоков. Агрегированность почвы и размеры водопрочных агрегатов являются индикатором ее противоэрозионной устойчивости. Для рыхлой почвы (объемный вес не более 1,2 т/м³) агрегированность целиком зависит от водопрочности ее структуры. В то же время в экспериментах с размывом в гидрологическом лотке образцов тяжело- и легкосуглинистой светло-каштановой почвы добавление в образцы антибиотика (трихоцетина), токсичного для мицелиальных микроорганизмов — грибов и актиномицетов — уменьшало время размыва образцов с 96 до 19 мин и с 20 до 11 мин [Кузнецов, 1981].

Значимость микробиального фактора (бактерий и дрожжей) в истирании почвенных агрегатов была подтверждена в ходе экспериментов по транспорту агрегатов тяжелосуглинистого чернозема в лотке с параметрами ложа и потока, имитирующими мелководное русло [Добровольская, 2007; Ларионов, Бушуева и др., 2007]. Суммарная длина пути агрегатов в потоке составляла 50 м, уклон лотка — 0,085, скорость потока — 0,9 м/с, глубина — 0,1 м; использовались разные фракции водопрочных агрегатов — 2, 3, 4 и 5 мм. Отобранные агрегаты инокулировались двумя группами микроорганизмов: бактериями (*Rhodococcus*, *Arthrobacter*, *Beijerinckia*) и дрожжами (*Cryptococcus albidus*, *Cryptococcus terricola* и *Lipomyces*). Представители данных родов были выбраны с учетом их доминирования в природных местообитаниях, где общая численность микроорганизмов в черноземах достигает 10 млрд клеток в 1 г почвы.

Мерой разрушения и истирания почвенных агрегатов служит их суммарный вес после прохождения пути, отнесенный к первоначальному весу образца. Влияние микробиального фактора оценивалось по разности остаточного суммарного веса стерильных и инокулированных микроорганизмами агрегатов.

Влияние инокулирования бактериальными культурами достаточно четко проявилось в тенденции к повышению сопротивления истиранию таких агрегатов по сравнению с контрольными, т.е. стерильными агрегатами с питательной средой. Относительные весовые потери после транспортировки в потоке на 50 м по сравнению с контрольными снижались для агрегатов фракции 4 мм в 1,5–2,0 раза, а для агрегатов фракции 3 мм — в 2,4–3,1 раза (табл. 1.18).

Таблица 1.18

**Истирание инокулированных бактериями агрегатов чернозема
в склоновых мелководных потоках**

Тип контроля, культура	Суммарный вес образца, % от начального	Среднее квадратичное отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации
Фракция 3 мм				
Стерильные + среда	13,6	3,6	2,1	0,26
<i>Arthrobacter</i>	33,3	10,6	6,1	0,32

Тип контроля, культура	Суммарный вес образца, % от начального	Среднее квадратичное отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации
<i>Beijerinckia</i>	34,4	0,7	0,4	0,02
<i>Rhodococcus</i>	42,3	0,66	0,4	0,015
Фракция 4 мм				
Стерильные + среда	18,3	5,3	3,0	0,29
<i>Arthrobacter</i>	27,8	7,1	4,1	0,26
<i>Beijerinckia</i>	30,5	6,4	3,7	0,21
<i>Rhodococcus</i>	40,4	7,5	4,3	0,18

Статистическое сопоставление истираемости агрегатов контроля и инокулированных бактериями в целом показало высокую степень достоверности влияния микроорганизмов (доверительная вероятность $-0,8-0,99$). Достоверны также различия истираемости между образцами, инокулированными различными видами бактерий.

Роль почвенных дрожжей в формировании почвенной структуры достаточно существенна [Babeva, Chernov, 1995; Бабьева, Чернов, 2004], поэтому их влияние на истирание агрегатов потоками представляется вероятным. В экспериментах использовались представители родов *Lipomyces* (доминанты в нижних горизонтах черноземов) и *Cryptococcus* (виды *Cryptococcus terricola*, *Cryptococcus albidus* — типичные педобионты). Липомицеты в процессе жизнедеятельности синтезируют внеклеточные полисахариды, которые, взаимодействуя с катионами почвенных минералов, могут стимулировать связывание почвенных частиц между собой, повышая водопрочность и агрегирование почв. Контролем в опытах служили простерилизованные агрегаты с добавлением питательной среды (табл. 1.19).

Таблица 1.19

**Истирание инокулированных дрожжами агрегатов чернозема
в склоновых мелководных потоках**

Тип контроля, культура	Суммарный вес агрегатов в образце, % от начального	Среднее квадратичное отклонение	Ошибка среднего	Коэффициент вариации
Фракция 2 мм				
Стерильные + среда	40,9	10,0	5,8	0,24
<i>Cryptococcus terricola</i>	43,1	7,6	4,4	0,18
<i>Cryptococcus albidus</i>	62,2	7,9	4,6	0,12
<i>Lipomyces</i>	70,6	4,0	2,3	0,06
Фракция 5 мм				
Стерильные + среда	49,7	9,8	5,7	0,20
<i>Cryptococcus terricola</i>	49,8	7,4	4,3	0,15
<i>Cryptococcus albidus</i>	66,4	6,5	3,7	0,10
<i>Lipomyces</i>	60,6	2,0	1,2	0,03

Выявилось отчетливое повышение сопротивления агрегатов обеих фракций, инокулированных культурами *Cryptococcus albidus* и *Lipomyces*. Испытуемые культуры дрожжей в значительной степени способствовали росту сопротивления агрегатов истиранию, что привело к снижению относительных весовых потерь в 1,5–2 раза по отношению к контрольным. Дисперсионный анализ и сравнение средних показали статистическую достоверность различий в интенсивности истирания между контролем и инокулированными культурами дрожжей *Cryptococcus albidus* и *Lipomyces* агрегатами при уровне доверительной вероятности 0,9–0,99. Менее определенным и статистически недостоверным оказалось влияние культуры *Cryptococcus terricola*.

Таким образом, эксперименты подтвердили увеличение сопротивляемости агрегатов почвы истиранию водными потоками, бактериями и дрожжам (продуктами их метаболизма), но вопрос о значимости этого фактора на фоне действия других агрегатформирующих факторов остается открытым, так же как требует исследования роль микробного фактора основных типов почв, различающихся численностью и видовым разнообразием микробных сообществ.

Если в эрозии почв микроорганизмы являются фактором увеличения сопротивляемости агрегатов почвы истиранию при воздействии на них водных потоков, то *микробные процессы в руслах рек — факторы измельчения наносов (разрушения и истирания) в процессе их транспортировки благодаря субаквальному выветриванию*, которое включает в себя весьма интенсивное и достаточно продолжительное воздействие на частицы наносов микроорганизмов и продуктов их метаболизма. При этом микробиологическому воздействию подвергаются как минеральные частицы, так и коренное скальное ложе (особенно в горных реках), способствуя его подготовке к размыву.

Биохимическое выветривание связано в основном с действием органических веществ и кислот микробного происхождения, прежде всего бактерий [Глазовская, Добровольская, 1984]. Масштаб этого процесса можно оценить по результатам многочисленных экспериментов, например, благодаря воздействию бактерий из талька и серпентина в раствор переходило до 17% SiO₂, до 63% Ca, до 63% Mg, 16% Al и 5% калия [Duff et al., 1963]. При биохимическом разрушении менее активно происходит мобилизация элементов, входящих в кристаллическую решетку минералов, более активно — изоморфно защищенных или обменных ионов [Сушкина, Цюрюпа, 1973], т.е. интенсивность микробного выветривания зависит от состава микробного сообщества, петрографического и гранулометрического составов разрушаемых частиц.

Микробиологические исследования воды и аллювия разнообразного петрографического состава, проведенные на реках Восточной Сибири и Средней Азии, показали, что в речных наносах и водной толще содержится значительное количество микроорганизмов, качественный состав которых неоднороден и зависит от природных условий [Добровольская, 1980; Борсук, Добровольская и др., 1981; Добровольская и др., 1991]. Они проводились для таких контрастных по своим физико-химическим и структурным свойствам пород и минералов, как кварц, известняк, гранит. Размер фракции пород, подвергавшихся воздействию микроорганизмов, составлял 0,5–1,0 мм. Из аллювия рек Кара-Бау и Лены было выделено несколько десятков штаммов бактерий, из которых несколько наиболее активных использовалось в эксперименте: штамм IV *Rodococcus* и штамм V *Mycrococcus* выделены из гранита, штамм VI *Mycrococcus* — из известняка. Аналогичный прием использовался в исследованиях на р. Лене — из десятков штаммов выбраны наи-

более активные: штамм I-*Rodococcus*, штамм II *Mycrococcus*, штамм III *Rodococcus*. Идентификация бактерий до рода проводилась по культуральным и физиолого-биохимическим тестам «Определителя бактерий Берджи» [1997].

Оценкой активности биохимического выветривания служили соотношения массы ионов, выделенных в раствор в присутствии бактерий, с их массой в контрольных опытах.

Полученные результаты свидетельствуют, что интенсивность субаквального выветривания (в стерильном растворе) известнякового аллювия и известняков Тянь-Шаня и Восточной Сибири идентична — 88–113 мг/л. В присутствии бактерий выход в раствор ионов Ca^{+2} возрастает в 2–3 раза. Заметны «географические» различия в вариабельности результатов: известняковые обломки из русла р. Кара-Бау разрушались более интенсивно. Количество перешедших в раствор ионов кальция Ca^{++} из аллювия р. Кара-Бау достигало на 100-е сутки для разных испытуемых штаммов микроорганизмов от 234 мг/л (*Rodococcus*) до 270 мг/л (*Mycrococcus*). Из аллювия р. Лены выход в раствор кальция под воздействием тех же штаммов составлял от 158 до 173 мг/л, но снижался до 72 мг/л при воздействии штамма *Mycrococcus*, выделенного из известняка. Это свидетельствует о неодинаковой способности к выветриванию конкретных родов бактерий, тогда как «бассейновые» вариации включают в себя еще и петрографическую компоненту.

Ускорение субаквального выветривания достаточно четко проявилось в экспериментах с более стойкими к истиранию кварцесодержащими породами и самого кварца. Субаквальное выветривание кварца культурами коринеподобных бактерий показало, что в опытных вариантах содержание кварца в растворе на 80-е сутки для аллювия р. Кара-Бау исчислялось в 37,3 (штамм *Rodococcus*), 42,7 (штамм I *Mycrococcus*), 40,9 мг/л SiO_2 (штамм II *Mycrococcus*). Для аллювия р. Лены концентрация SiO_2 на 80-е сутки при использовании тех же штаммов составляла 7,4, 19,6 и 24,8 мг/л.

Вариабельность интенсивности субаквального выветривания (в стерильном растворе) кварца весьма существенна для наносов р. Кара-Бау (2,1–2,7 мг/л) и незначительна для р. Лены (1,2–1,3 мг/л), т.е. скорости выветривания различались здесь в среднем в 2 раза. Все штаммы из аллювия р. Кара-Бау действовали с примерно равной и очень высокой интенсивностью — рост выхода SiO_2 в раствор на 80-е сутки достигал порядка величины, тогда как интенсивность разрушения кварца на р. Лене менее масштабна и вариабельна.

Таким образом, сопоставление скоростей разрушения известняка и кварца (по выходу в раствор ионов Ca^{2+} и SiO_2) показало высокую интенсивность микробиологического выветривания. В присутствии бактерий интенсивность разрушения известняка повышается в 2–3 раза, кварца — в 16–18 раз, причем абсолютные величины деструкции известняка в 6–10 раз превышают скорость разрушения кварца. Эффективность разрушения кварца в присутствии штаммов из горных рек Тянь-Шаня в 2,6 раза превосходила таковую при использовании штаммов из ложа р. Лены.

Общая интенсивность биохимического выветривания должна изменяться при изменении гранулометрического состава в связи с разным соотношением веса частиц и их объема. Некоторое значение имеет механическое истирание наносов в процессе их транспортировки, поскольку при этом происходит образование более мелких фракций и экспонирование «свежих» поверхностей. В результате специальных опытов, освещающих этот аспект, проявилось влияние нескольких факторов, а связи гранулометрии и интенсивности субаквального выветривания оказались нелинейными (табл. 1.20).

Таблица 1.20

Разрушение кварца и известняка аллювия р. Сукок культурами коринеформных бактерий (SiO_2 мг/л и ионы Ca^{+2} мг/л соответственно)

Продолжительность опыта, сут	Штамм I <i>Mycrococcus</i>			Штамм II <i>Mycrococcus</i>			Штамм III <i>Rodococcus</i>		
	Размеры фракций, мм			Размеры фракций, мм			Размеры фракций, мм		
	галька	гравий	песок	галька	гравий	песок	галька	гравий	Песок
	40–60	4–6	0,1–0,5	40–60	4–6	0,1–0,5	40–60	4–6	0,1–0,5
Кварц									
40	10,1	25,2	15,0	7,8	28,4	18,2	7,2	27,3	16,4
60	13,9	37,4	16,5	8,3	39,0	19,0	8,2	38,2	17,2
80	14,6	40,0	18,0	12,0	45,0	20,0	9,0	42,0	19,0
Известняк									
40	13,8	74,3	32,0	11,7	61,2	50,0	15,0	65,0	48,0
60	30,4	150,2	86,0	20,4	125,4	95,3	48,5	134,5	102,0
80	89,2	378,0	159,0	53,9	362,7	190,4	79,3	371,4	183,0

Эта серия опытов подтвердила, что наиболее интенсивное биохимическое выветривание характерно для гравийных частиц (фракция 4–6 мм) как кварца, так и известняка по сравнению с песчаными частицами (фракция 0,5–1 мм) и галькой (фракция 40–60 мм). Таким образом, несмотря на значительную устойчивость гравия к механическому истиранию, именно он подвергается более интенсивному биохимическому разрушению. Возможно, это является причиной отсутствия гравийных русел [Добровольская и др., 1991]. Анализ изменения состава руслового аллювия рек показывает, что переход от галечного русла к песчаному происходит, минуя гравийную стадию, скачкообразно [Лодина, Рашутин и др., 1987] или постепенно [Лодина, 1987], но через галечно-песчаные и песчано-галечные русла. Гравий во всех случаях встречается в виде примесей или может слагать отдельные фрагменты русла вследствие гидравлической сортировки наносов.

Глава 2

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ, СВЯЗАННЫЕ С НЕРУСЛОВЫМИ (СКЛОНОВЫМИ) ПОТОКАМИ — ЭРОЗИЯ ПОЧВ

2.1. МЕХАНИЗМ И МОДЕЛИ ЭРОЗИИ ПОЧВ

2.1.1. Основные принципы моделирования эрозионных процессов

Эрозионный процесс (эрозия) представляет собой уменьшение во времени отметок поверхности под действием ударов капель дождя и текучей воды путем отрыва и переноса частичек грунтов, слагающих поверхность. Он включает в себя также локальную и временную аккумуляцию частичек грунта (наносов), но в среднем за длительный период времени отрыв и перенос частичек преобладают.

Сущностью эрозионного процесса является взаимодействие и взаимовлияние потока воды и грунта ложа потока. При этом согласованно изменяются во времени и пространстве как динамические и геометрические характеристики потока, так и механические и геометрические характеристики грунтов ложа; степень согласованности и взаимовлияния изменений увеличивается с увеличением интенсивности процесса.

Моделирование эрозионных процессов представляет собой количественное описание и прогнозирование изменений во времени как координат поверхности контакта текучей воды и грунта, так и величины транспорта наносов. Это количественное описание включает:

- задание начальных условий — геометрии поверхности контакта и ее элементов, начальных пространственных характеристик потока воды и наносов, грунтов ложа потока;
- задание граничных условий — временных изменений таких контролирующих модель характеристик потока воды и наносов, грунтов ложа потока, которые являются внешними по отношению к модели и не рассчитываются внутри ее;
- задание таких связей (в математическом виде) между внешними и внутренними характеристиками потока воды и наносов, характеристиками грунтов, которые приводят к вычислению значений всех входящих в модель переменных и в конечном счете величин эрозии, транспорта и аккумуляции наносов.

Существующие модели эрозионных процессов обычно строятся с помощью эмпирической и полуэмпирической параметризации. Наличие большой эмпирической составляющей делает особенно важными процедуры проверки модели на опытных данных и калибровку для конкретных условий расчета. Это приводит к необходимости разработки теории и практики лабораторного и натурного эксперимента, создания измерительной аппаратуры. Для задания начальных и граничных условий при расчетах на конкретном объекте необходимы выполнение натурных изысканий, методы и аппаратура для проведения которых также требуют специальной разработки.

Модели эрозионных процессов часто являются составной частью более сложных модельных комплексов, направленных на решение более общей проблемы. Например, многие эрозионные модели изначально являются частью модельных

комплексов, используемых для прогнозирования урожайности, распространения загрязнений или биогенов, решения экологических проблем.

Начальные и граничные условия для реализации модели эрозионных процессов в настоящее время задаются с использованием технологий геоинформационных систем (ГИС). Прежде всего это относится к формированию цифровых моделей рельефа и других компонент модели. Иногда развитые ГИС используются как оболочка для создания модели, и тогда программирование модели осуществляется на языке программирования данной ГИС.

2.1.2. Подходы к моделированию эрозии почв. Обоснование гидрофизической модели

Для получения сведений о механизме эрозии почв и точных количественных данных о смыве почв водными потоками используются различные модели, дающие, как правило, ответ только на отдельные составляющие баланса латерального перемещения вещества на склонах. Вместе с тем многие статистические (эмпирические) и теоретические модели эрозии нуждаются в проверке и верификации, но для этого нужны достоверные данные о смыве почвы. Но такие данные имеются только для элементарных отрезков склона, в то время как реальные склоны представляют собой сложное сочетание сопряженных между собой элементарных отрезков, имеют не только прямой поперечный профиль, но и, как правило, вогнутый или выпуклый. Поэтому модели эрозии почв не отражают специфики развития эрозии на склонах сложных форм. Кроме того, многие из них не оценивают аккумуляции в пределах пахотных склонов и в ложбинно-балочной сети.

В 1970–1980-е гг. в стране развернулись работы по почвенно-эрозионной съемке, результаты которой предназначались для проектирования почвозащитных мер. Однако составление областных генеральных схем противоэрозионных мер показало, что данные о распространении смытых почв по разным причинам не вполне корректны и недостаточны. Вследствие этого нередко сходные по природным условиям административные районы сильно отличались как по составу, так и по объемам противоэрозионных мер. Стала очевидной настоятельная необходимость в разработке таких моделей эрозии, которые бы позволили получать достоверные количественные сведения об интенсивности эрозии на всем пространстве сельскохозяйственных угодий и на этой основе проектировать противоэрозионные меры, используя инженерные подходы. Другим важным условием практического использования моделей является их обеспеченность справочно-информационными материалами в полном объеме на все территории, где эрозия причиняет ущерб плодородию почв или является причиной загрязнения поверхностных вод биогенами и пестицидами.

Анализ известных к началу 1980-х гг. моделей эрозии показал, что их можно разделить на две основные группы.

Первая группа — модели, основывающиеся на общих закономерностях гидравлики склоновых потоков с учетом представлений, сложившихся в первой половине XX в. Так, Я.В. Корнев [1937] предложил уравнение для определения средней величины смыва $W_{\text{э}}$ со склона через его длину $L_{\text{скл}}$ и уклон $I_{\text{скл}}$:

$$W_{\text{э}} = a I_{\text{скл}}^{0,75} L_{\text{скл}}^{0,5} i_{\text{в}}, \quad (2.1)$$

где $i_{\text{в}}$ — интенсивность водоотдачи со склона; a — коэффициент, учитывающий влияние остальных факторов.

Однако если принять, что отрыв частиц почвы производится касательным напряжением на дне склоновых потоков τ , которое определяется по зависимости

$$\tau = \rho gh I_{\text{скл}}, \quad (2.2)$$

где ρ — плотность воды; g — ускорение силы тяжести; h — глубина потока; $I_{\text{скл}}$ — уклон поверхности склона, то в уравнении (2.1) все переменные должны иметь показатель степени, равный единице. Аналогичный результат будет получен, если считать, что отрыв частиц почвы происходит за счет суммарного воздействия лобового давления и подъемной силы [Ларионов, 1993].

Р. Хортон [1948] предложил уравнение эрозии в следующем виде:

$$W_{\text{э}} = ah(L_{\text{скл}} - L_{\text{ос}})^{0,6} \frac{\sin \alpha}{(\text{tg} \alpha)^{0,3}}, \quad (2.3)$$

где $L_{\text{скл}}$ и $L_{\text{ос}}$ — общая длина склона и длина пояса отсутствия эрозии соответственно, α — крутизна склона в градусах.

При этом он исходил из того, что в приводораздельной части склона существует пояс отсутствия эрозии, точнее, пояс невыявленной эрозии [Маккавеев, 1955]. Функция уклона имеет максимум при 45° . Принимая такую функцию, Р. Хортон исходил из того, что в горных районах с крутыми склонами сток наносов сокращается.

В приведенных моделях эрозии близкое совпадение прослеживается только в оценке вклада длины склона в развитие эрозии. Вероятно, авторам уравнений были известны результаты изучения эрозии на стоковых площадках, в том числе с применением методов искусственного дождевания, выполненного А.В. Цингом [Zingg, 1940], согласно которым увеличение интенсивности эрозии пропорционально длине склона в степени, существенно меньшей единицы. Он же предложил эмпирическое уравнение эрозии, полученное методом статистической обработки данных экспериментального дождевания площадок:

$$W_{\text{э}} = aI_{\text{скл}}^{1,4} L_{\text{скл}}^{0,6}. \quad (2.4)$$

Для разработки графического способа подбора противоэрозионных мер Д.Д. Смит [Smith, 1941] дополнил уравнение фактором почвозащитных свойств культур и противоэрозионных мер, а также ввел понятие «допустимый смыв». Дальнейшее развитие это уравнение получило в работе Г.М. Браунинга с соавторами [Browning et al., 1947], которые ввели в уравнение эродруемость почвы, расширили набор севооборотов и разработали коэффициенты, учитывающие влияние агротехники на смыв почвы. В таком виде оно использовалось для проектирования противоэрозионных мер в штате Айова (США).

Так как при уклонах менее 4% уравнение (2.4) и его модификация дают заниженный смыв, Д.Д. Смит и Д.М. Уит [Smith, Whitt, 1948] предложили для количественной оценки фактора уклона $I_{\text{скл}}$ двучлен вида $a + bI_{\text{скл}}^n$, который при нулевом уклоне не обращается в нуль. На этой основе авторами было разработано уравнение, которое использовалось в штате Миссури.

В целях устранения региональности вышеописанных зависимостей были обобщены результаты опытов более чем на 8000 площадках, расположенных в 21 штате. На этой основе в конце 1950-х гг. в Стоковом центре Службы сельскохозяйственных исследований, основанном в 1954 г. при университете Пардью, было разработано универсальное уравнение смыва, не имеющее ограничений, присущих предшественникам.

Универсальное уравнение имеет вид

$$M_W = R_{\text{эпо}} K_{\text{ф.эп}} L_{\text{ф.дс}} S_I C_{\text{ф.агр}} P_{\text{ф.пэм}}, \quad (2.5)$$

где M_W — смыв почвы с единицы площади за год (модуль смыва); $R_{\text{эпо}}$ — фактор осадков, представляющий собой среднемноголетнее значение эрозионного потенциала осадков (эпо), характеризующего эрозионную способность дождей; $K_{\text{ф.эп}}$ — фактор эродированности (смываемости) почвы, численно равный модулю смыва с площадки длиной 22,1 м и с уклоном 9%, содержащейся по бессменному пару, и отнесенный к величине эрозионного потенциала осадков $R_{\text{эпо}}$; $L_{\text{ф.дс}}$ — фактор длины склона, представляющий собой отношение смыва со склона некоторой длины к смыву со склона длиной 22,1 м при прочих равных условиях; S_I — фактор уклона, представляющий собой отношение смыва со склона некоторой крутизны к смыву со склона с уклоном 9% при прочих равных условиях; $C_{\text{ф.агр}}$ — хозяйственно-агротехнический фактор, численно равный отношению среднего смыва с поля за ротацию севооборота к смыву с поля, содержащегося по бессменному пару при равенстве прочих условий; $P_{\text{ф.пэм}}$ — фактор противоэрозионных мер, представляющий собой отношение смыва с поля, на котором применяются противоэрозионные меры к смыву с поля, на котором противоэрозионные меры не применяются, а обработка почвы и посев ведутся вдоль склона.

Фактор длины $L_{\text{ф.дс}}$ определяется по зависимости

$$L_{\text{ф.дс}} = \left(\frac{L_{\text{скл}}}{22,1} \right)^p, \quad (2.6)$$

где $L_{\text{скл}}$ — длина склона, м; p — показатель степени при длине, равной 0,2, 0,3, 0,4 и 0,5 соответственно при уклонах < 1, 1–2, 3–5 и > 0,5%. Фактор уклона S_I определяется по зависимости

$$S_I = 0,065 + 4,56 \sin \alpha + 65,41 \sin \alpha. \quad (2.7)$$

Количественная оценка влияния севооборота и агротехники (фактор $C_{\text{ф.агр}}$) была получена на основании анализа материалов по стоку и смыву 10 тыс. годоопытов, собранных на 47 опытных станциях, расположенных в 20 штатах. В опытах использовались основные типы севооборотов и различные способы обработки почвы. Принципиально важным моментом является деление временного интервала от момента посева до очередной обработки почвы на пять частей, в продолжение которых почвозащитные свойства полевых культур считаются постоянными. Пребывание поля без растительного покрова, за исключением пара, рассматривается как самостоятельный период. Почвозащитные коэффициенты рассчитаны для каждого из шести периодов, что позволяет учесть внутригодовое распределение эрозионного потенциала осадков. Именно это обстоятельство позволяет применять уравнение смыва в районах, отличающихся по внутригодовому распределению эрозионного потенциала осадков от региона, в котором получены данные о смыве, послужившие для расчета почвозащитных коэффициентов.

Таким образом, совместный учет динамики развития полевых культур и внутригодового распределения эрозионного потенциала осадков, оценка урожайности как фактора биомассы, определяющей почвозащитные свойства растительности, учет последствий многолетних трав и пожнивных остатков при определении почвозащитной эффективности севооборотов избавили уравнение (2.5) от излишней генерализации и географических ограничений и наряду с обширным справочно-

информационным аппаратом придали ему качества, которые послужили основанием назвать его универсальным и способствовать широкому практическому применению во многих странах мира [Pretl, 1970; Rao, Gupta, 1971]. Это уравнение послужило основой для переработанного уравнения эрозии почв. Оно же является основным инструментарием, при помощи которого и поныне проводится обоснование почвозащитных мер в США (RUSLE — переработанное универсальное уравнение эрозии почв) [McCool et al., 1989; Renard et al., 1997], так как теоретическое уравнение эрозии (WEPP), учитывающее главные составляющие процесса формирования стока воды, отрыва и транспорта частиц почвы склоновыми потоками, в конечном итоге не удалось верифицировать по данным о стоке и смыве почвы со стоковых площадок и экспериментальных водосборов.

У авторов теоретических моделей эрозии (вторая группа моделей) также нет единого мнения о движущих силах эрозии и влиянии на них приводящих обстоятельств — наличия в склоновых потоках наносов, примесей и др.

Согласно представлениям Ц.Е. Мирцхулавы [1970] уравнение эрозии имеет вид

$$W_{\varepsilon_x} = 10^{-6} \rho_n u^* d^3 \int_0^x \left(\frac{v_{\Delta x}^2}{v_{\Delta \text{доп}}^2} - 1 \right) \frac{d_x}{d}, \quad (2.8)$$

где ρ_n — плотность срывааемых потоком частиц диаметром d ; u^* — частота пульсаций скорости у дна склонового потока; $v_{\Delta x}$ — придонная скорость потока на расстоянии x м от вершины склона; $v_{\Delta \text{доп}}$ — донная допускаемая скорость; d_x — число частиц, укладываемых на расстоянии x м от вершины склона.

Это уравнение эрозии построено, исходя из следующих представлений. Отрыв частиц почвы происходит под воздействием лобового давления и подъемной силы на частицу почвы в придонном слое потока воды. Поскольку скорость в турбулентном потоке пульсирует, суммарная нагрузка этих сил на частицу почвы имеет динамический характер, и именно благодаря динамическому характеру нагрузки происходит усталостное разрушение связей частицы с окружающей почвой и в конечном итоге ее срыв (отрыв) со дна потока. Так как обе силы пропорциональны квадрату скорости потока в придонном слое, основной аргумент в уравнении представлен в безразмерном виде как отношение квадрата придонной скорости к квадрату критической скорости минус единица. Представление активного фактора в безразмерном виде исключает получение положительных значений смыва, когда придонная скорость равна критическому значению или меньше него. Другой особенностью этого уравнения является отказ от учета влияния наносов в потоке на его эродирующую способность. Ц.Е. Мирцхулава обосновал это тем, что в руслах склоновых потоков не обнаруживаются отложения смывтой почвы, а следовательно, содержание сорванных частиц в потоке на всем протяжении не превышает его транспортирующей способности, если уклон русла резко не уменьшается.

Если выразить придонную скорость потока через интенсивность водоотдачи как разность между интенсивностью дождя и скоростью впитывания воды, длину и крутизну склона, уравнение (2.8) запишется в следующем виде [Методические рекомендации..., 1978]:

$$W_{L_{\text{сп}}} = 0,11 \lambda u^* d \left[308(i - K_{\text{вп}})^{0,6} I_{\text{скл}}^{0,7} m^{1,4} n^{0,6} \frac{I_{\text{эп}}^{0,6}}{v_{\Delta x}^2} \right] T, \quad (2.9)$$

где λ — коэффициент гидравлических сопротивлений; m — коэффициент, учитывающий ручейковую концентрацию стока; n — коэффициент шероховатости по Маннингу; i — средняя интенсивность осадков; $K_{\text{вп}}$ — интенсивность впитывания осадков в почву; $I_{\text{скл}}$ — уклон склона; $L_{\text{эр}}$ — длина эродируемой части склона; T — время; остальные обозначения — см. выше. Из уравнения (2.9) следует, что в соответствии с основными посылками смыв почвы пропорционален длине склона в степени 0,6 и уклону в степени 0,7.

Если смыв, рассчитанный по модели Ц.Е. Мирцхулавы [1970], аппроксимировать степенной функцией длины склона (2.1), то на отрезке, где скорость потока достигла пороговой величины, показатель степени будет существенно превышать значение, следующие из уравнения (2.9), а на последующих отрезках — уменьшаться, стремясь к 0,7. Это становится очевидным, если аппроксимировать смыв, рассчитанный по формуле Ц.Е. Мирцхулавы (2.8), функцией вида $y = aL_{\text{скл}}^p - b$ без свободного члена, где $L_{\text{скл}}$ — длина склона; p — показатель степени. Эти рассуждения приложимы и к влиянию уклона на смыв. Таким образом, модель эрозии в целом не соответствует натурным и экспериментальным данным. Показатель степени при уклоне оказывается заниженным.

В модели эрозии, разработанной в США в рамках проекта WEPP (Проект прогноза водной эрозии), процесс эрозии делится на межручейковый смыв и ручейковый размыв [Foster, Lane et al., 1981]. Межручейковый смыв рассматривается как функция интенсивности дождя и уклона поверхности. Его вклад в общие потери почвы в масштабах склона невелик. Применительно к ручейковому смыву авторы рассматривают два случая: 1) смыв почвы ограничен транспортирующей способностью потока; 2) смыв почвы ограничивается отрывом частиц. Срывающая способность D_c ручейкового потока рассматривается как функция касательного напряжения на дне потока в виде

$$D_c = K_{\text{руч}} \tau \left(1 - \frac{\tau_{\text{кр}}}{\tau} \right) = K_{\text{руч}} (\tau - \tau_{\text{кр}}), \quad (2.10)$$

где $K_{\text{руч}}$ — ручейковая эродируемость, см/с; τ , $\tau_{\text{кр}}$ — касательное напряжение на дне потока и его критическое значение соответственно.

Транспортирующая способность склонового потока $W_{\text{трскл}}$ описывается упрощенным уравнением С. Ялина [Yalin, 1963]:

$$W_{\text{трскл}} = k_{\text{тр}} \tau^{1,5}, \quad (2.11)$$

где $k_{\text{тр}}$ — коэффициент транспорта наносов.

Воспользовавшись уравнениями неразрывности и Маннинга и рассматривая потоки плоскими, выразим аргументы уравнений (2.10) и (2.11) через длину $L_{\text{скл}}$, крутизну склона $I_{\text{скл}}$ и интенсивность водоотдачи i_v . Тогда эти уравнения запишутся в следующем виде:

$$D_c = K_{\text{руч}} \left[\rho I_{\text{скл}}^{0,7} (n i_v L_{\text{скл}})^{0,6} - \tau_{\text{кр}} \right], \quad (2.12)$$

$$W_{\text{трскл}} = k_{\text{тр}} \rho I_{\text{скл}}^{1,05} (n i_v L_{\text{скл}})^{0,9}, \quad (2.13)$$

где ρ — плотность воды (т/м³); n — коэффициент шероховатости по Маннингу.

Примем интенсивность водоотдачи, коэффициент Маннинга и уклон за постоянные величины и проинтегрируем уравнения от 0 до $L_{\text{скл}}$, а затем разделим результат на $L_{\text{скл}}$, чтобы получить среднюю интенсивность отрыва частиц D_{cL}

и среднюю транспортирующую способность потока $W_{\text{тр}L_{\text{скл}}}$ на всем склоне длиной $L_{\text{скл}}$:

$$D_{cL_{\text{скл}}} = K_{\text{руч}} \int_0^{L_{\text{скл}}} \frac{(\rho n^{0,6} i_B^{0,6} I_{\text{скл}}^{0,7} L_{\text{скл}}^{0,6} - \tau_{\text{кр}}) dL_{\text{скл}}}{L_{\text{скл}}} = ; \quad (2.14)$$

$$= K_{\text{руч}} (0,625 \rho n^{0,6} i_B^{0,6} I_{\text{скл}}^{0,7} L_{\text{скл}}^{0,6} - \tau_{\text{кр}} - C_{\text{ф.агр}})$$

$$W_{\text{тр}L_{\text{скл}}} = k_{\text{тр}} \rho^{1,5} (ni_B)^{0,9} I_{\text{скл}}^{1,05} \int_0^{L_{\text{скл}}} \frac{L_{\text{скл}}^{0,9} dL_{\text{скл}}}{L_{\text{скл}}} = k_{\text{тр}} 0,52 \rho^{1,5} (ni_B)^{0,9} I_{\text{скл}}^{1,05} L_{\text{скл}}^{0,9}. \quad (2.15)$$

Если вынос сорванных потоком частиц не лимитируется транспортирующей способностью потока, то эрозия почвы описывается уравнением (2.11), из которого следует, что смыв пропорционален длине склона в степени 0,6 и уклону в степени 0,7. Если выразить зависимость (2.14) в форме, принятой в эмпирических уравнениях, показатель при длине степени будет переменной величиной. Если участок склона, на котором $\tau \geq \tau_{\text{кр}}$ велик по сравнению с остальной частью склона, то показатель степени при длине склона будет существенно выше 0,6 и асимптотически приближается к 0,6 с ростом эродируемой части склона, как это было показано на примере уравнения (2.9). Если показатель степени при длине близок к результатам наблюдений на стоковых площадках, то влияние уклона на смыв почвы не согласуется с данными наблюдений.

Если эрозия лимитируется транспортирующей способностью потока, то согласно (2.15) средняя величина интенсивности смыва со склона пропорциональна его длине в степени 0,9. Это нашло отражение в эмпирическом уравнении эрозии USLE и его последующих модификациях.

Таким образом, посылы, лежащие в основе WEPP, приводят к результатам, не согласующимся ни с данными наблюдений за смывом почвы на стоковых площадках, ни с эмпирическими уравнениями, построенными на их основе.

На других посылах основывается модель эрозии, предложенная К.В. Розом [Rose, 1985], согласно которой отрыв и захват вновь осевших частиц почвы осуществляется за счет энергии потока, если его мощность превышает некоторую критическую величину. Отрыв частиц почвы потоком r_i и захват осевших частиц r_{ri} описываются уравнениями [Hairsine, Rose, 1992]:

$$r_i = (1 - H_p)(\Omega - \Omega_0) \frac{F}{nJ}, \quad (2.16)$$

$$r_{ri} = \frac{a_i H_p F \rho (\Omega - \Omega_0) M_{dn}}{(\rho_n - \rho) M_{dt} n h g}, \quad (2.17)$$

где H_p — часть поверхности почвы, покрытая свежими отложениями; Ω , Ω_0 — удельная на единицу ширины склона мощность потока и ее пороговое значение соответственно; F — доля энергии потока $(\Omega - \Omega_0)$, участвующая в отрыве и захвате частиц; J — количество энергии, необходимое для отрыва единичной массы почвы; n — число классов гидравлической крупности наносов с равным по массе содержанием наносов в каждом классе; h — глубина потока; a_i — коэффициент, отражающий неравномерность распределения наносов в потоке; M_{dn} — масса наносов n -го класса в отложениях, приходящихся на единицу поверхности; M_{dt} — удельная на единицу поверхности масса отложений; g — ускорение свободного падения; ρ и ρ_n — плотность воды и наносов соответственно.

Удельная мощность потока может быть выражена так:

$$\Omega = \rho g h I_{\text{скл}} v = \tau v, \quad (2.18)$$

где τ — касательное напряжение на дне потока; $I_{\text{скл}}$ — уклон склона; v — средняя скорость склонового потока.

Воспользовавшись уравнениями неразрывности и Маннинга, выразим удельную мощность потока через удельный расход q и уклон склона.

Тогда зависимость (2.18) примет вид

$$\Omega = \rho g n^{0,6} q^{0,6} I_{\text{скл}}^{0,7} n^{-0,6} q^{0,4} I_{\text{скл}}^{0,3} = \rho g q I_{\text{скл}}. \quad (2.19)$$

При постоянной интенсивности водоотдачи $i_{\text{в}}$ зависимость (2.19) может быть переписана для склона длиной $L_{\text{скл}}$ в виде

$$\Omega = \rho g i_{\text{в}} L_{\text{скл}} I_{\text{скл}}. \quad (2.20)$$

Заменив в уравнениях (2.12) и (2.13) мощность на выражение (2.17), а затем проинтегрировав их от 0 до $L_{\text{скл}}$ и разделив на $L_{\text{скл}}$, получим среднюю интенсивность отрыва частиц r_{iL} на склоне в виде

$$r_{iL} = 0,5(1 - H_p) F \frac{\rho g i_{\text{в}} L_{\text{скл}} I_{\text{скл}} - \Omega}{nJ} \quad (2.21)$$

и захвата отложившихся частиц r_{riL} на склоне в виде

$$r_{riL} = 0,5 a_n H_p F \rho_n M_{dn} \frac{\rho g i_{\text{в}} L_{\text{скл}} I_{\text{скл}} - \Omega}{(\rho_n - \rho) M_{dt} h g}. \quad (2.22)$$

Из уравнений (2.18) и (2.19) следует: если выразить зависимость смыва от длины склона в форме, типичной для эмпирических уравнений, то смыв должен быть пропорционален уклону и длине склона в степени больше единицы при не вполне развитом процессе и уменьшаться, стремясь к единице, если длина или крутизна склона будут возрастать до тех пор, пока на подавляющей части склона не сложится вполне развитый процесс отрыва частиц.

В.М. Гендугов с соавторами [1997], пользуясь законами механики многофазных сред, получил уравнение интенсивности смыва $q_{\text{см}}$ следующего вида:

$$q_{\text{см}} = 0,32 \cdot 10^{-6} \tau v^{-1} (5e^{-2,4v_p^2/v^2} + 1), \quad (2.23)$$

где τ — касательное напряжение на дне потока; v — средняя скорость склонового потока; v_p — его размывающая скорость.

Как и в предыдущих случаях, воспользовавшись уравнениями неразрывности и Маннинга, выразим переменные уравнения (2.20) через длину склона $L_{\text{скл}}$, интенсивность водоотдачи $i_{\text{в}}$, уклон склона $I_{\text{скл}}$ и коэффициент шероховатости Маннинга n . Тогда зависимость (2.20) приближенно может быть записана в виде

$$q_{\text{см}} \cong n^{0,7} i_{\text{в}}^{0,2} I_{\text{скл}}^{0,4} L_{\text{скл}}^{0,2} (5e^{-2,4v_p^2/n^{-0,2} I_{\text{скл}}^{0,8} I_{\text{скл}}^{0,8}} + 1). \quad (2.24)$$

Уравнение (2.24) не интегрируется. Поэтому были использованы численные методы для расчета смыва по этой зависимости. Представление полученных результатов в виде степенной зависимости смыва от параметров склона показало, что показатели степени при длине для отдельных отрезков и интервалов уклонов зна-

чительно превышают (более чем в 2 раза) значения показателей степени при длине и уклоне в уравнении (2.24), если отношение квадрата размывающей скорости к квадрату скорости потока несколько больше или меньше единицы. Если оно существенно больше единицы, то показатели степени при уклоне и длине стремятся к 0,2 и 0,47 соответственно, что не согласуется с натурными и экспериментальными данными.

Сопоставление смыва, определенного методом почвенно-морфологического профилирования при обследовании эрозионноопасных земель в Кабардино-Балкарии, Карачаево-Черкесии и Дагестане [Эрозия и сели..., 1970; Защита земель..., 1972], с интенсивностью смыва, рассчитанному по универсальному уравнению эрозии [Wischmeier, Smith, 1965, 1978], в целом показало удовлетворительное совпадение между темпами эрозии, определенными с помощью этих методов. Однако для длинных пологих склонов, типичных для равнинной части Северного Кавказа, это уравнение дает завышенные результаты. Согласно расчетным данным на длинных пологих склонах почвы должны быть сильно смыты; в действительности же, за исключением тальвегов, практически повсеместно обнаруживаются полнопрофильные почвы. Заметное расхождение наблюдалось также на крутых пахотных склонах предгорий. Как и в первом случае, расчетные значения смыва многократно превышали наблюдаемые. С целью внесения корректив в универсальное уравнение эрозии была разработана модель эрозии, основанная на общих законах физики, гидравлики и основных положениях учения Н.И. Маккавеева [1973] о едином эрозионно-аккумулятивном процессе. В основу модели были положены три посыла:

1) эрозия — работа водного потока (в физическом смысле) по отрыву и последующему транспорту сорванных частиц почвы, совершаемая за счет его кинетической энергии;

2) отрыв частиц совершается теми струями потока, скорость которых превышает некоторую пороговую величину;

3) в точке, где сорванная частица касается дна потока, отрыв другой частицы невозможен.

Представим себе прямой склон с уклоном $I_{\text{скл}}$ и предположим, что на склон выпадет дождь с постоянной интенсивностью $i_{\text{д}}$, интенсивность впитывания осадков $K_{\text{вп}}$ на всем склоне также постоянная и, наконец, что концентрации стока не происходит. Тогда удельный на единицу ширины склона расход пластового потока q в створе, удаленном на x м от вершины склона:

$$q = (i_{\text{д}} - K_{\text{вп}})x. \quad (2.25)$$

Выразим скорость склонового потока v в створе через уклон и расход воды, проходящей через него, воспользовавшись для этого уравнениями неразрывности и Шези:

$$v = C^{\frac{2}{3}} q^{\frac{1}{3}} I_{\text{скл}}^{\frac{1}{3}}. \quad (2.26)$$

Отрыв частиц почвы водным потоком происходит под воздействием подъемной силы и лобового давления на частицы почвы, выступающие за пределы пограничного слоя. Обе эти силы $P_{\text{л+п}}$ пропорциональны квадрату скорости потока, поэтому, воспользовавшись уравнением (2.26), запишем их в виде

$$P_{л+п} = \beta \rho g C^{\frac{4}{3}} q^{\frac{2}{3}} I_{скл}^{\frac{2}{3}}, \quad (2.27)$$

где β — обобщенный коэффициент лобового давления и подъемной силы.

Отрыв и транспорт частиц почвы (т.е. эрозия) можно представить в виде:

$$w_{э} \approx Fl \approx P_{л+п} l, \quad (2.28)$$

где $w_{э}$ — количество отрываемых и переносимых потоком частиц на коротком, но достаточном для достижения сорванными частицами скоростей, близких к средней скорости потока на отрезке пути вдоль склона l . Очевидно, длина пути и скорость потока связаны соотношением

$$l = 0,5v\Delta t, \quad (2.29)$$

где Δt — время, за которое скорость сорванной частицы возрастет от 0 до величины, близкой к средней скорости потока.

Пользуясь уравнениями (2.25), (2.28), (2.29), отрыв частиц в единицу времени с единичной площадки, удаленной на x м от вершины склона, можно выразить в виде

$$w_{э} \approx \beta \rho g C^{\frac{4}{3}} q^{\frac{2}{3}} I_{скл}^{\frac{2}{3}} 0,5 C^{\frac{2}{3}} q^{\frac{1}{3}} I_{скл}^{\frac{1}{3}} = k C^2 q I_{скл} = k C^2 (i_d - K_{вп}) I_{скл}, \quad (2.30)$$

где k — обобщенный коэффициент.

Чтобы получить среднюю величину смыва на склоне $W_{э}$, проинтегрируем выражение (2.30) от 0 до $L_{скл}$ и разделим полученный результат на $L_{скл}$. В результате средняя величина смыва со склона

$$W_{э} = 0,5kC^2 (i_d - K_{вп}) L_{скл} I_{скл}. \quad (2.31)$$

Если проделать вышеприведенные действия, учтя, что согласно уравнению Маннинга коэффициент Шези есть функция глубины плоского потока, то средняя величина смыва со склона W примет следующий вид:

$$W_{э} = 0,45kn^{-1,8} (i_d - K_{вп})^{1,2} L_{скл}^{1,2} I_{скл}^{0,9}, \quad (2.32)$$

где n — коэффициент шероховатости по Маннингу.

Сопоставление зависимостей (2.28) и (2.29) показывает, что показатели степени при длине и уклоне несколько различаются. Причем в последнем случае разница между показателями степени при длине несколько возросла, а при крутизне склона уменьшилась, но в целом фактор длины склона оказывается завышенным по сравнению с эмпирическим уравнением фактора рельефа в последнем варианте универсальной модели эрозии (RUSLE) [Renard, Foster et al., 1997].

Уравнение отрыва частиц с единицы поверхности склона (2.30) с учетом (2.26) может быть также записано так:

$$w_{э} = k\rho g v^3. \quad (2.33)$$

Уравнения (2.31) и (2.33) показывают, что смыв почвы пропорционален потенциальной энергии склонового стока и мощности потока. Таким образом, реализуется первый посыл предлагаемого подхода к моделированию эрозии: смыв почвы — это работа водных потоков по отрыву и транспорту сорванных частиц почвы [Ларионов, Краснов, 2000].

Согласно второму посылу в области скоростей потока, близких к пороговым значениям, отрыв частиц могут производить только те струи потока, мгновенные скорости которых превышают пороговую величину. Частицы почвы различаются по крупности и положению относительно других частиц, что в конечном итоге отражается на сопротивлении частиц почвы отрыву. В связи с этим отрыв частицы может осуществляться как при скорости выше пороговой величины, так и ниже ее, что зависит соответственно от того, выше или ниже средней величины сопротивление конкретной частицы отрыву. Поэтому отрыв частицы потоком в околопороговой области скоростей имеет вероятностный характер и определяется соответственно произведением вероятностей двух событий: попадания мгновенных значений скорости потока в интервал, нижняя граница которого совпадает с нижней границей скорости, обеспечивающей захват частиц с минимальным сопротивлением, и попадания величины сопротивления частиц почвы отрыву в интервал от минимального сопротивления до сопротивления, которое может быть преодолено при максимальных значениях мгновенной скорости потока, возможных при заданной средней скорости.

Вероятность попадания случайной величины в заданный интервал определяется при помощи табулированного интеграла Лапласа. Для этого необходимо располагать такими сложно определяемыми сведениями о параметрах в приложении к рассматриваемой задаче, как интервал, математическое ожидание и квадратическое отклонение. Все это осложняет определение вероятности отрыва частицы как в отношении сбора данных о необходимых параметрах потока и почвы, так и в отношении техники вычисления. Поэтому описание плотности распределения мгновенных значений скорости и сопротивления частиц почвы отрыву предлагается проводить уравнениями логистических кривых, которые удовлетворительно описывают интегральные кривые распределения параметров, подчиняющихся закону нормального распределения. Исследования [Ларионов, Бушуева и др., 2010] показали, что коэффициент корреляции между рассчитанными по логистическому уравнению плотностями распределения мгновенных значений скорости и фактическими значениями близок к единице (0,965).

Впервые логистическое уравнение для описания интегральной кривой распределения пульсаций скорости в турбулентном потоке P_w было предложено в следующем виде [Ларионов, Краснов, 1992]:

$$P_u = \left[1 + 10^{a(1-v/v_0)} \right]^{-1}, \quad (2.34)$$

где v — средняя скорость потока; v_0 — пороговое значение средней скорости; a — коэффициент, который подбирается таким образом, чтобы при $v/v_0 \geq 1,6$ $P_u \rightarrow 1$, так как согласно данным Ц.Е. Мирцхулавы [1970] в мелководных склоновых потоках максимальная скорость пульсации превышает осредненную по времени скорость в 1,6 раза; соответственно при $v/v_0 \leq 0,4$ $P \rightarrow 0$. Чтобы удовлетворять этому условию коэффициент a должен быть равным 4. При гладком русле диапазон изменения мгновенных скоростей значительно уже, и в этом случае упомянутый коэффициент увеличивается до 8–9.

Чтобы в уравнении отрыва частиц почвы иметь одну переменную, а именно скорость потока, представим среднюю величину сопротивления частицы наносов в виде функции квадрата пороговой скорости, а силу воздействия потока на частицу в виде функции квадрата средней скорости потока. Тогда интегральная кривая плотности распределения сопротивления связного грунта отрыву частиц P_s [Ларионов, Краснов, 2000] будет иметь такой вид:

$$P_s = \left[1 + 10^{b(1-v/v_0^2)}\right]^{-1}, \quad (2.35)$$

где b — коэффициент, зависящий от диапазона разброса сопротивления частиц почвы отрыву.

Теперь уравнение отрыва частиц почвы потоком (2.33) может быть переписано с учетом (2.34) и (2.35) в следующем виде:

$$W_s = k_{эп} \rho g v^3 P_w P_s = k_{эп} \rho g v^3 \left[1 + 10^{a(1-v/v_0)}\right]^{-1} \left[1 + 10^{b(1-v^2/v_0^2)}\right]^{-1}, \quad (2.36)$$

где $k_{эп}$ — эродируемость почвы, выраженная в виде веса частиц, сорванных в единицу времени с единицы площади, отнесенного к удельной мощности потока, $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^2$.

Верификация и параметризация модели отрыва частиц (размыва) почвы чистым (без наносов) потоком была проведена на экспериментальных установках по размыванию образцов почвы в потоках глубиной от 0,5 до 4 см при скоростях до 2 м/с [Кузнецов, Глазунов, 1985; Nearing et al., 1991; Ларионов, Краснов, 1997]. По результатам верификации уравнение было дополнено блоком, описывающим размыв почвы при скорости ниже пороговой величины [Ларионов, Краснов, 1997]. Отрыв частиц при этом происходит в результате размокания поверхностного слоя почвы и соответственно сильного ослабления межагрегатного сцепления, вследствие чего связный грунт переходит в состояние несвязного, который размывается при очень малых скоростях потока. Параметризация уравнения в свою очередь показала, что лучше использовать не среднюю скорость потока и не скорость на высоте выступов шероховатости, а скорость в придонном слое стандартной толщины. За такой слой был принят придонный слой толщиной 1 см [Ларионов, Краснов, 1997]. С учетом этого уравнение (2.36) записывается так:

$$W_s = 10^{-6} \rho g v_c^3 \left\{ k_{эп_1} \left[1 + 10^{a(1-v_c/v_0)}\right]^{-1} + k_{эп_2} \left[1 + 10^{b(1-v_c/v_0)}\right]^{-1} \left[1 + 10^{b(1-v_c^2/v_0^2)}\right]^{-1} \right\}, \quad (2.37)$$

где W_s — интенсивность отрыва частиц почвы (интенсивность смыва) потоком, $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$; $\rho_0 g = \gamma$ — объемный вес воды, $\text{кг}/\text{с}/\text{м}^3$; v_c и v_0 — скорость течения в придонном слое воды толщиной в 1 см и ее пороговая величина, м/с; $k_{эп_1}$ и $k_{эп_2}$ — эродируемость почвы (грунта) соответственно при скорости потока меньше пороговой величины и больше ее, $\text{м}^{-2} \cdot \text{с}^2$; a и b — коэффициенты, зависящие от дисперсии мгновенных значений скорости потока и сопротивления частиц отрыву. Коэффициент a для склоновых потоков принимается равным 4. Величина коэффициента b для монозернистых грунтов (рассеянных образцов) равна 14, для грунтов естественного сложения и пахотных почв — 2. Коэффициенты детерминации для результатов упомянутых выше экспериментов высокие — 0,898÷0,997.

Переход от средней скорости потока v к скорости в стандартном придонном слое глубиной 1 см v_c может быть рассчитан по зависимости [Избаш, Халдре, 1959]

$$v_c = v h^{-0,333}, \quad (2.38)$$

где h — глубина потока, см.

Пороговая скорость определяется по графику зависимости интенсивности размыва образца почвы от куба скорости в придонном слое толщиной 1 см. На графике зависимости (рис. 2.1) отчетливо различаются три области, соответствующие двум прямым отрезкам, соединенным S-образной кривой. S-образная часть зави-

симости соответствует околопороговой области скоростей ($0,4v_0 \leq v \leq 1,6v_0$). Ордината точки перегиба есть искомая величина v_0 . Для монозернистых предварительно увлажненных и уплотненных почв величина пороговой скорости колеблется около 0,8 м/с. Для пахотного слоя чернозема она равна 0,3 м/с. Коэффициенты эродированности ($k_{эп_1}$ и $k_{эп_2}$) пахотного слоя предкавказского чернозема равны 59 и 277 $\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^2$ соответственно. Коэффициент b для гетерозернистых почв и грунтов может быть принят равным 2, для монозернистых — 14. Принимая во внимание, что основные потери почвы происходят во время ливней редкой обеспеченности, из уравнения (2.37) можно исключить блок, описывающий смыв в области допороговых скоростей; тогда уравнение отрыва частиц почвы примет вид

$$W_s = 10^{-6} k_{эп} \rho g v_c^3 \left\{ \left[1 + 10^{a(1-v_c/v_0)} \right]^{-1} \left[1 + 10^{b(1-v_c^2/v_0^2)} \right]^{-1} \right\}. \quad (2.39)$$

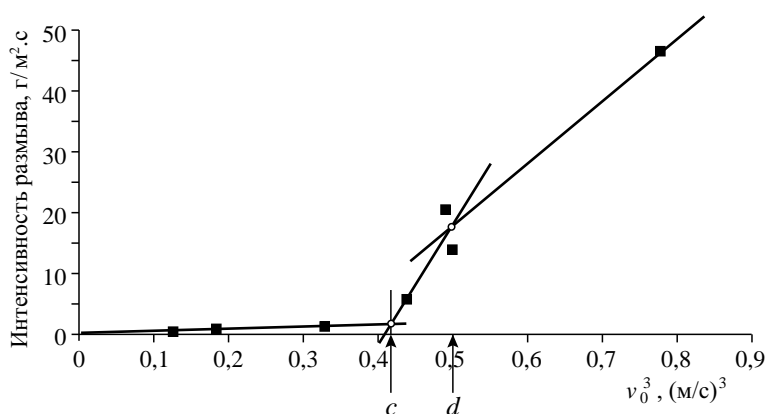


Рис. 2.1. Установление пороговой скорости по графику зависимости интенсивности размыва почвы от $V_{ср}^3$ — куба средней скорости потока в стандартном слое 0–1 см к определению ординат точек c и b в уравнении (2.37); размер агрегатов почвы — 0–1 мм [Nearing, Bradford et al., 1991]

Согласно третьему посылу наносы замедляют интенсивность размыва почв и грунтов, однако при определенных условиях они могут способствовать эрозии. Н.И. Маккавеев [1955] отмечал, что наносы, твердость которых выше твердости породы, слагающей ложе реки, ускоряют размыв. Несложно построить математическую модель, которая покажет замедление смыва по мере удаления от водораздела в результате накопления донных наносов, представленных почвенными агрегатами.

Примем, что на любом из равновеликих отрезков прямого склона в любой момент времени смывается количество частиц, равное разности между количеством смываемых частиц потоком воды без наносов и количеством наносов, содержащихся в потоке. Примем также, что на любом отрезке склона смывается j -я часть наносов, поступивших с вышележащей части склона. Уравнение (2.31) запишем как функцию длины склона:

$$W_s = a_L L_{скл}, \quad (2.40)$$

где a_L — коэффициент, учитывающий влияние на смыв всех прочих факторов.

Проинтегрировав (2.40) от 0 до $L_{\text{скл}}$, получим выражение для смыва со всего склона:

$$W_{\text{э}} \approx 0,5a_L L_{\text{скл}}^2.$$

Тогда для склона длиной $L_{\text{скл}}$, разбитого на k равновеликих отрезков длиной l , предыдущая зависимость запишется так:

$$W_{kl} = a_l k^2 l^2,$$

где $a_l = 0,5a_L$, а смыв с k -го отрезка $W_{\text{э}_k}$ в виде

$$W_{\text{э}_k} = W_{kl} - W_{(k-1)l} \approx a_L l^2 [k^2 - (k-1)^2] = a_l l^2 (2k-1).$$

Разделив полученное выражение на l , получим модель для расчета среднего смыва с k -го отрезка длиной l :

$$\overline{W}_{\text{э}} = a_l l (2k-1). \quad (2.41)$$

Рассмотрим теперь, как будет нарастать смыв на каждом последующем отрезке склона под влиянием наносов, поступивших с вышележащих отрезков, на отрыв частиц и их истирание (путем ввода в формулу коэффициента истирания j). В этом случае на втором отрезке отрыв частиц выразится так:

$$\overline{W}_{\text{э}_k} = a_l 3l - a_l (1-j),$$

где a_l — количество наносов, поступивших с первого отрезка на второй с учетом их истирания на последнем. На третий отрезок поступят частицы, сорванные на втором отрезке, и часть наносов с учетом их истирания, образовавшихся на первом отрезке: $[a_l 3l - a_l (1-j)] + a_l l (1-j) = a_l 3l$. С учетом истирания наносов на третьем отрезке, поступивших на него с первых двух отрезков, количество наносов, снижающих отрыв новых частиц, составит $a_l 3l (1-j)$. Тогда отрыв частиц на третьем отрезке составит $\overline{W}_{\text{э}_3} = a_l 5l - a_l 3l (1-j)$ и т.д. Соответственно для k -го отрезка средний смыв запишется в следующем виде:

$$\overline{W}_{\text{э}_k} = \overline{W}_{\text{э}_k} - \overline{W}_{\text{э}_{k-1}} (1-j) = a_l l (2 + 2kj - 3j). \quad (2.42)$$

Если по зависимости (2.39) посчитать смыв по отдельным отрезкам, просуммировав его последовательно, начиная с верхнего, и вычислить затем средний смыв для двух, трех, четырех и т.д. отрезков, то полученные результаты будут описываться зависимостью

$$\overline{W}_{\text{э}} = a_l L_{\text{скл}}^p. \quad (2.43)$$

При этом показатель степени p будет уменьшаться с длиной тем быстрее, чем меньше коэффициент истирания. При коэффициентах истирания $j = 0,2; 0,1$ и $0,005$ на 100 м длины склона при длине на отрезке склона 400–1100 м соответственно он равен 0,54; 0,43 и 0,30. Эти результаты согласуются с данными наблюдений за смывом в период снеготаяния на почвах с различной водопрочностью почвенных агрегатов [Ларионов, 1993]. Однако это относится только к тем случаям, когда смыв достигает больших значений применительно к конкретным почвам (табл. 2.1). При меньших значениях смыва показатель степени при длине склона также уменьшается, но скорость его уменьшения по мере снижения смыва замедляется и становится тем медленнее, чем ниже водопрочность почвенных агрегатов. Это можно рассматривать как свидетельство того, что только наносы в виде аг-

регатов оказывают сильное тормозящее действие на отрыв частиц почвы, а роль взвешенных наносов в этом процессе очень незначительна. Между тем теоретические модели эрозии WEPP, EUROSEM и LISEM основываются на посыле, согласно которому эродирующая способность потока определяется разностью между его транспортирующей способностью и количеством наносов в потоке без деления их на донные и взвешенные.

Таблица 2.1

Зависимость показателя степени p в уравнении (2.40) от средней величины смыва, расстояния от вершины склона и смываемости почвы [Ларионов, 1993]

Смываемость почвы	Смыв, т/га	Значения p на отрезках склона от вершины длиной, м	
		50–200	200–1100
Низкая (черноземы)	5,5	3,50	0,15
	4,4	3,39	0,21
	3,3	3,26	0,29
	2,3	3,10	0,38
	1,8	2,99	0,44
	1,3	2,87	0,51
Средняя (темносерые лесные)	12,5	3,93	0,29
	10,5	3,86	0,34
	7,7	3,76	0,39
	5,4	3,63	0,47
	4,4	3,56	0,51
	3,4	3,46	0,57
	2,4	3,33	0,64
	1,4	3,15	0,74
Высокая (каштановые, дерново-подзолистые)	23,2	4,26	0,40
	19,0	4,24	0,41
	14,9	4,20	0,42
	10,8	4,16	0,44
	8,9	4,13	0,45
	6,9	4,11	0,46
	3,2	4,00	0,51
	1,5	3,91	0,55

Из табл. 2.1 также следует, что в случае смыва почвы талыми водами на начальных отрезках склона показатель степени при длине намного выше, чем на большом удалении от вершины склона. Возможно, это отчасти является недостатками модели эрозии ГГИ [Методические рекомендации..., 1978] для талого смыва и (или) погрешностями, допущенными при адаптации модели, предназначенной для определения смыва по типам ручьев, к общепринятому для эмпирических моделей виду. Но предложенные зависимости должны давать близкий результат для той части прямого склона с постоянным уклоном, на котором скорость потока находится на отрезке склона, где скорости потоков удовлетворяют условию

$0,4v_0 \leq v \leq 1,6v_0$. В этом интервале увеличение темпов отрыва частиц происходит не по кубической зависимости от скорости, а гораздо быстрее, и показатель степени при скорости может достигать 10–12 [Ларионов, 1993], а в экспериментах с монозернистым песком — еще больших значений — вплоть до 30 [Архангельский, 1974]. Поскольку интенсивность водоотдачи при снеготаянии значительно ниже, чем при ливневых дождях [Маккавеев, 1955], эта область на склоне с однородной крутизной может распространяться и на значительные расстояния — вероятно, на первые сотни метров. Естественно, что в этом случае показатель степени при длине склона в уравнении (2.43) будет существенно ниже, чем показатель степени при скорости, которые, как это следует из предлагаемых подходов, в запороговой области ($v > 1,6 v_0$) должны находиться в соотношении 3 : 1, что следует из зависимостей (2.31) и (2.33).

Разнообразие подходов к проблеме моделирования эрозии и анализ наиболее известных теоретических моделей свидетельствуют о том, что до настоящего времени все многообразие явлений и их взаимосвязей, составляющих суть эрозионного процесса, в целом заключающегося в отрыве и транспорте частиц почвы склоновыми потоками, остается еще далеко не полностью изученным.

2.1.3. Уравнение транспорта наносов для склоновых потоков

Одним из важнейших проявлений процесса эрозии является вынос сорванных потоком частиц почвы за пределы эродируемой части склона. Во всех физически обоснованных моделях эрозии в том или ином виде учитывается транспортирующая способность склоновых потоков [Мирицхулава, 1970; Foster, Meyer, 1972a, 1972b; Meyer, Wischmeier, 1969], а в некоторых из них сама эродирующая способность рассматривается как функция их дефицита в транспорте наносов WEPP [Foster, 1982; Nearing et al., 1998]. Поэтому адекватная оценка транспортирующей способности склоновых потоков является одним из необходимых условий успешного моделирования эрозионных процессов. Однако, несмотря на большое количество исследований, до сих пор нет общепринятой модели транспорта наносов на склоне. Он рассматривался как функции касательного напряжения на дне потока (Дюбуа, по Г.И. Шамову [1959]), мощности потока, представленной в виде произведений гидравлического уклона на расход воды [Shields, 1936] либо касательного напряжения на дне потока на его скорость [Bagnold, 1966]. Объединяет эти подходы использование в качестве итогового критерия разности между параметрами и их критическими значениями, что обеспечивает нулевое и отрицательное расчетное значение транспортирующей способности потока, когда величина основного параметра становится ниже пороговой величины. Х.А. Эйнштейн [Einstein, 1950] и М.А. Великанов [1958], рассматривая транспорт наносов как стохастический процесс, предложили вероятностные модели захвата и оседания (по М.А. Великанову) частиц наносов. Согласно такому подходу при достижении потоком транспортирующей способности наступает баланс между количеством частиц, захваченных потоком и осевших; такая ситуация может реализоваться при отсутствии дефицита наносов.

Различия в посылах, естественно, существенно сказываются на конечных результатах. Например, если наиболее известные уравнения транспорта донных наносов представить в виде степенной функции скорости, то показатель степени при скорости изменяется от 4 до 6 [Laurson, 1958]. В экспериментах с монозернистым песком и гладким дном показатель степени при скорости достигает 30 [Архангельский, 1974]. К.В. Алонсо и др. [Alonso et al., 1981] записали в безразмерном виде 10 наиболее известных на то время уравнений транспорта наносов и показали, что

ни одно из них не дает удовлетворительного описания экспериментальных данных по транспорту наносов. Следует отметить, что экспериментальные данные были получены различными методами, включая лотки, опыты по дождеванию на коротких склонах, выходящих в нижней части. Большинство уравнений транспорта наносов предназначались для оценки транспортирующей способности крупных потоков и калибровались по натурным данным или по материалам экспериментальных исследований на больших лотках.

Г. Говерс [Govers, 1990, 1992] провел серию экспериментов, достаточно полно охватывающих диапазон гидравлических параметров, характерных для склоновых потоков: расход воды — от 2 до 100 см³/с на 1 см ширины потока, диапазон уклонов — 1–12°. По результатам экспериментов он предложил эмпирическое уравнение для описания транспортирующей способности мелководных потоков, так как известные модели в приложении к его данным и, как правило, к данным других исследователей не дали удовлетворительных результатов. Согласно его модели транспортирующая способность склоновых потоков

$$W_{\text{тр.скл}} = c(\Omega - \Omega_0)^\eta, \quad (2.44)$$

где Ω — удельная на единицу ширины склона мощность потока; Ω_0 — критическая мощность потока; c и η — эмпирические коэффициенты. Последний коэффициент (показатель степени) для мелких наносов (0,005 мм) равен 0,65, для фракции 0,15 мм — 0,85.

В связи с вышеизложенным была разработана физическая модель транспорта наносов и выполнена ее верификация на данных, охватывающих еще более широкий диапазон гидравлических параметров, чем материалы Г. Говерса [Govers, 1990]: транспортирующая способность мелководных потоков определялась экспериментально по единой методике и в широком диапазоне уклонов (0,3–20°) при глубинах, типичных для склоновых потоков.

Гидрофизическая модель эрозии [Ларионов, Краснов, 1992, 1997, 2000] дала хорошие результаты. При отрыве частиц связного грунта водный поток производит работу по преодолению сил сцепления между частицами и их веса. В случае захвата потоком частиц несвязного материала осуществляется работа только по преодолению силы тяжести. Исходя из этого основные посылы, на которых строится модель эрозии, могут быть без изменения использованы и в модели транспорта наносов, а именно: 1) захват частиц наносов и их транспорт — это работа водного потока, осуществляемая за счет его кинетической энергии; 2) захват частиц наносов совершается теми струями потока, скорость которых превышает некоторую пороговую величину. Третий посыл в приложении к транспорту наносов может быть сформулирован следующим образом: при достижении предельной для потока с данными гидравлическими характеристиками концентрации наносов, что может иметь место при отсутствии дефицита наносов в русле, количество захватываемых потоком частиц наносов в единицу времени равно количеству осевших частиц [Einstein, 1950].

Напомним, что движение нестационарного потока на склоне описывается уравнениями Сен-Венана, которые получили осреднением по глубине уравнений неразрывности и количества движения [Эглит, 1986]. В случае «крупномасштабного» приближения уравнение количества движения сводится к известной формуле Шези:

$$v = C\sqrt{hI}, \quad (2.45)$$

где v — скорость потока, м/с; C — коэффициент Шези, м^{0,5}/с; h — глубина, м; I — уклон.

Важнейшей характеристикой потока является удельный (на единицу ширины потока) расход воды q , который при известной глубине потока h определяется по формуле:

$$q = \rho v h, \quad (2.46)$$

где ρ — плотность воды, кг/м^3 . При этом h играет роль характеристического размера, определяемого процессом. Поэтому далее рассматривается расход через единицу ширины потока $b_{\text{п}}$.

Из элементарных законов гидравлики следует, что удельная мощность потока qI имеет размерность $\text{кг/м}\cdot\text{с}$. Выразим из (2.45) глубину потока и подставим в (2.46), а уклон перенесем в левую часть. Тогда мощность потока запишется в следующем виде:

$$qI = \rho \frac{v^3}{C^2} = \frac{\lambda \rho v^3}{8g}, \quad (2.47)$$

где λ — безразмерный коэффициент гидравлических сопротивлений.

Так как согласно первому посылу захват частиц и придание им скорости, близкой к средней скорости потока, осуществляются за счет его кинетической энергии, уравнение (2.47) может быть переписано как функция захвата зерен песка Z :

$$Z = K_3 \rho v^3, \quad (2.48)$$

где K_3 — коэффициент захвата частиц песка, включивший в себя коэффициент гидравлических сопротивлений λ и постоянную величину g .

Согласно второму посылу в области скоростей потока, близких к пороговым значениям, захват частиц могут производить только те его струи, мгновенные значения скорости которых превышают пороговую величину. Однако частицы даже монозернистых наносов отличаются по величине зерен; кроме того, сила, с которой поток воздействует на частицы, выстилающие дно потока, зависит от того, насколько они выступают над средним уровнем поверхности ложа потока и в каком положении находятся по отношению к соседним частицам. В связи с этим захват частицы может осуществиться при скорости как выше пороговой величины, так и ниже нее, что зависит соответственно от того, выше или ниже средней величины сопротивление конкретной частицы захвату. Отсюда можно заключить, что захват частицы потоком в околупороговой области скоростей, как и отрыв частиц связного грунта, имеют вероятностную природу. Это вероятность попадания, с одной стороны, мгновенных значений скорости потока в интервал, нижняя граница которого совпадает с нижней границей скорости, обеспечивающей захват частиц с минимальным сопротивлением, с другой — величины сопротивления частиц наносов захвату в интервал от минимального сопротивления до сопротивления, которое может быть преодолено при максимальных значениях мгновенной скорости потока, возможных при заданной средней скорости. Вероятность попадания случайной величины в заданный интервал проводится при помощи табулированного интеграла Лапласа, который не выражается через элементарные функции. Кроме того, необходимо определить ряд параметров распределения случайной величины, а именно среднюю величину, интервал и квадратичное отклонение. Все это осложняет определение вероятности захвата частиц наносов в отношении

как сбора данных о необходимых параметрах потока и грунта, так и техники вычисления.

Тогда, очевидно, можно воспользоваться уравнениями, использованными для описания вероятности захвата потоком частиц почвы. В этом случае формула интенсивности отрыва частиц песка (2.39) может быть переписана в следующем виде:

$$Z = K_3 \rho v^3 P_w P_n = K_3 \rho v^3 \left[1 + 10^{a(1-v/v_0)} \right]^{-1} \left[1 + 10^{b(1-v^2/v_0^2)} \right]^{-1}. \quad (2.49)$$

Рассмотрим следствия, вытекающие из третьего посыла, согласно которому поток может быть насыщен наносами до предельной величины при условии, что количество наносов на дне потока достаточно для достижения потоком состояния предельного насыщения наносами. При этом количество наносов, оседающих на дно, равно количеству наносов, вновь захватываемых потоком.

Разделим расстояние, на котором поток насыщается наносами до полной транспортирующей способности, на множество отрезков длиной l и попытаемся получить выражение для количества наносов, транспортируемых потоком. Пусть T_n — количество наносов, транспортируемых потоком над элементарным отрезком склона; Z_n — захваченных потоком в его пределах и O_n — осевших на нем; K_n — доля осевших на отрезке наносов от транспортируемой массы. Если принять, что наносы, захваченные на отрезке, не оседают на нем, то на первом отрезке потоком будет захвачено Z_n наносов, оседают на нем $O_n = 0$ и будет перенесено через него $T_n = Z_n$. Очевидно, что для k -го отрезка выражение для количества наносов, переносимых над ним, запишется в следующем виде:

$$T_{nk} = Z_n [1 + (1 - K_n) + (1 - K_n)^2 + (1 - K_n)^3 + \dots + (1 - K_n)^{k-1}].$$

Сумма членов в квадратных скобках есть сумма членов геометрической прогрессии, равная (K_n^{-1}) . Тогда выражение для наносов, переносимых через малый отрезок, расположенный на расстоянии от начала захвата наносов, превышающем предельную дальность траектории частицы, запишется так:

$$T_n = \frac{Z_n}{K_n} = k_{тр}, \quad (2.50)$$

где $k_{тр}$ — коэффициент транспорта наносов.

Таким образом, из последнего посыла следует, что транспортирующая способность потока пропорциональна интенсивности захвата частиц наносов и обратно пропорциональна доле осевших частиц от массы содержащихся в потоке наносов. С учетом зависимостей (2.35) и (2.49) и принимая во внимание, что транспорт наносов может осуществляться путем влечения, сальтации и во взвешенном состоянии, а также полагая, что коэффициенты транспорта для названных выше видов движения наносов свои, уравнение транспортирующей способности мелководных потоков ($W_{трскл}$), может быть записано в весовом выражении:

$$\begin{aligned} W_{трскл}^* = \rho v^3 \left\{ k_{тр1} \left[1 + 10^{a(1-v/v_{01})} \right]^{-1} \left[1 + 10^{b(1-v^2/v_{01}^2)} \right]^{-1} \left[1 + 10^{-a(1-v/v_{02})} \right]^{-1} + \right. \\ \left. + k_{тр2} \left[1 + 10^{a(1-v/v_{02})} \right]^{-1} \left[1 + 10^{b(1-v^2/v_{02}^2)} \right]^{-1} \left[1 + 10^{-a(1-v/v_{03})} \right]^{-1} + \right. \\ \left. + k_{тр3} \left[1 + 10^{a(1-v/v_{03})} \right]^{-1} \left[1 + 10^{b(1-v^2/v_{03}^2)} \right]^{-1} \right\}, \quad (2.51) \end{aligned}$$

где $W_{\text{трскл}}^*$ — удельная (на единицу ширины потока) транспортирующая способность мелководных потоков, кг/м·с; $k_{\text{тр1}}, k_{\text{тр2}}, k_{\text{тр3}}$ — коэффициенты транспорта наносов соответственно при движении наносов путем влечения (индекс 1), сальтации (2) и во взвешенном состоянии (3); ρ — плотность воды, кг/м³; v — скорость потока, м/с; v_{01}, v_{02}, v_{03} — пороговые скорости на высоте выступов шероховатости для движения наносов путем влечения (1), сальтации (2) и взвешивания (3), м/с; a и b — коэффициенты, зависящие от разброса величин мгновенных значений пульсационных скоростей и сопротивления частиц захвату водным потоком. Третьи блоки логистических уравнений в первом и втором слагаемых обращают их в 0, когда скорость потока настолько превышает соответствующую пороговую величину, что транспорт наносов осуществляется только сальтацией или только во взвешенном состоянии.

Структура уравнения (2.51) предполагает наличие трех S-образных функций, которым на оси абсцисс соответствуют области скоростей, близких к первой, второй и третьей пороговым скоростям. Точкам перегиба S-образных функций соответствуют скорость потока, при которой в 50% случаев взаимодействия потока с зернами наносов на дне потока происходит их захват и транспорт соответственно как влечением, так и сальтацией, как сальтацией, так и во взвешенном состоянии. Скорости, соответствующие точкам перегиба S-образных функций, могут быть определены стандартным методом математического анализа, который позволяет установить соотношение между пороговой скоростью (v_0) и скоростью (v_n) в этой точке:

$$v_n = v_0 \left(1 + \frac{1}{b} \ln 10 \right), \quad (2.52)$$

где b — параметр логистической кривой в уравнении (2.51), который зависит от величины дисперсии сопротивления частиц наносов захвату.

Из этого соотношения следует, что величина скорости потока, которой соответствует точка перегиба, не зависит от характера распределения мгновенных значений скорости потока, и чем выше коэффициент b , тем меньше различия между рассматриваемыми скоростями. Например, скорость, соответствующая точке перегиба, на 7–10% больше пороговой при величине коэффициента $b = 4 \div 6$. Различие увеличивается до 22%, если $b = 2$. Это указывает на возможность использования вместо пороговой скорости скорости v_n . Погрешность можно было бы существенно уменьшить, если бы имелась техническая возможность измерить сопротивление частиц наносов захвату. Скорость, соответствующую точке перегиба, можно снять с графика зависимости транспорта наносов от куба скорости, построенного по экспериментальным данным, при условии достаточно густого расположения точек в области скоростей, близких к пороговым значениям (см. рис. 2.1). Если густота экспериментальных данных в околупороговой области скоростей потока не позволяет уверенно определить величину скорости (v_n), соответствующей точке перегиба, то за пороговую скорость может быть принята скорость, определяемая по зависимости, предложенной для аналогичной цели применительно к связанному материалу [Ларионов, Краснов, 2000]:

$$v_0 \approx v_n = \left[0,5(c + d) \right]^{\frac{1}{3}}, \quad (2.53)$$

где c и d — соответственно абсциссы начала и конца S-образной функции на графике зависимости транспортирующей способности потока от куба средней скорости потока, $\text{м}^3/\text{с}^3$.

Параметризация уравнения проводилась по результатам исследований транспортирующей способности потоков [Ларионов, Краснов и др., 2006]. Всего было проведено 142 эксперимента. Гидравлические параметры потока изменялись в широком диапазоне. Максимальная средняя скорость потока в лотке достигала 3,62 м/с. При уклонах 0,5 и 1% и глубинах 0,5 и 1 см движение воды в лотке было ламинарно-турбулентным. Число Рейнольдса изменялось в интервале от 1400–3000, т.е. поток был спокойным. Во всех остальных случаях поток становится турбулентным и бурным с числами Рейнольдса и Фруда до 70 000 и 7,5 соответственно.

Результаты экспериментов приведены в табл. 2.2. Максимальная концентрация наносов достигала 2,1–2,3 кг/л. Уровень воды при этом повышался приблизительно пропорционально объемному соотношению воды и наносов. Однако поверхностная скорость потока практически не изменялась — она оказалась одинаковой для потоков с чистой водой и водой, насыщенной наносами. При высокой насыщенности наносами в потоке возникали волны. Наиболее отчетливо они наблюдались на глубине 0,5–1 см. Передний фронт волны круче, чем тыльная часть. При больших глубинах волну можно было наблюдать по игольчатой рейке.

Таблица 2.2

Результаты исследования транспортирующей способности потоков по фракциям песка

Уклон, %	Глубина потока, см	Средняя скорость, м/с	Расход наносов, кг/м·с	Уклон, %	Глубина потока, см	Средняя скорость, м/с	Расход наносов, кг/м·с
Фракция 0,108 мм				Фракция 0,5–1 мм			
0,0208	0,5	0,68	0,30	0,0208	1	0,62	0,07
0,0416	0,5	1,06	1,81	0,0416	1	0,93	0,58
0,0624	0,5	1,20	2,87	0,0624	1	1,22	1,48
0,1036	0,5	1,42	3,90	0,1036	1	1,58	3,25
0,1240	0,5	1,69	5,16	0,1240	1	1,72	5,76
0,1443	0,5	1,61	5,92	0,1443	1	1,81	8,66
0,1604	0,5	1,85	7,68	0,1843	1	2,07	1,60
0,2425	0,5	2,23	27,21	0,2234	1	2,33	2,10
0,2614	0,5	2,32	32,12	0,2614	1	2,46	2,40
0,2800	0,5	2,49	34,51	0,2983	1	2,62	28,80
0,2983	0,5	2,56	38,04	0,3162	1	2,68	46,50
0,3162	0,5	2,64	42,07	0,3338	1	2,77	40,70
0,3338	0,5	2,62	44,59	0,3511	1	2,87	62,40
0,0208	1	0,66	0,85	0,0208	2	1,06	2,86
0,0416	1	1,06	2,24	0,0416	2	1,46	3,84
0,0624	1	1,27	3,90	0,0624	2	1,64	5,75

Продолжение табл. 2.2

Уклон, %	Глубина потока, см	Средняя скорость, м/с	Расход наносов, кг/м·с	Уклон, %	Глубина потока, см	Средняя скорость, м/с	Расход наносов, кг/м·с
0,1036	1	1,59	5,90	0,1036	2	2,15	9,29
0,1240	1	1,76	8,60	0,1443	2	2,61	13,50
0,1443	1	1,95	12,60	0,1644	2	2,80	35,30
0,1604	1	1,94	14,60	0,1843	2	2,95	41,30
0,1843	1	2,04	19,00	0,2039	2	3,15	52,10
0,2039	1	2,16	25,00	0,2234	2	3,22	51,80
0,2234	1	2,28	29,40	0,2425	2	3,28	59,60
0,2425	1	2,38	33,30	0,2614	2	3,44	70,40
0,0083	2	0,60	0,58	0,2983	2	3,63	119,30
0,0416	2	1,45	5,04	0,0208	3	1,10	0,48
0,0624	2	1,67	8,10	0,0416	3	1,57	1,77
0,0789	2	1,85	12,78	0,0624	3	1,96	4,20
0,1036	2	2,15	24,01	0,0789	3	2,07	7,50
0,0042	4	0,90	0,36	0,1240	3	2,58	20,97
0,0063	4	0,90	0,95	0,1443	3	2,79	33,10
0,0167	4	1,15	2,83	0,0083	4	0,96	0,19
0,0208	4	1,38	4,05	0,0208	4	1,27	0,64
0,0416	4	1,51	5,40	0,0416	4	1,69	3,14
0,0624	4	1,79	6,22	0,0624	4	1,95	5,61
Фракция 0,5–1 мм				0,1036	4	2,33	18,40
0,0083	1	0,46	0,005	0,1240	4	2,67	30,20
Фракция 1–1,5 мм				Фракция 1,5–2мм			
0,0416	1	0,99	0,52	0,1803	1	1,76	7,19
0,0624	1	1,25	1,21	0,2040	1	1,88	12,20
0,1036	1	1,60	3,28	0,2234	1	1,99	17,00
0,1443	1	1,84	6,74	0,2425	1	2,19	17,70
0,1843	1	2,07	11,20	0,2614	1	2,22	23,60
0,2234	1	2,36	23,20	0,2800	1	2,36	34,40
0,2614	1	2,40	36,50	0,2983	1	2,39	38,60
0,2983	1	2,63	54,30	0,3162	1	2,45	48,90
0,3339	1	2,74	73,60	0,3339	1	2,55	55,00
0,0416	2	1,53	2,15	0,0208	2	0,66	0,05
0,0624	2	1,66	3,76	0,0416	2	1,07	0,48

Уклон, %	Глубина потока, см	Средняя скорость, м/с	Расход наносов, кг/м·с	Уклон, %	Глубина потока, см	Средняя скорость, м/с	Расход наносов, кг/м·с
0,0831	2	1,89	8,00	0,0624	2	1,28	1,07
0,1036	2	2,22	12,90	0,0789	2	1,61	1,96
0,1240	2	2,37	23,00	0,1036	2	1,83	3,13
0,1644	2	2,76	38,70	0,1240	2	2,06	5,88
0,2040	2	3,13	57,70	0,1443	2	2,28	7,94
				0,1644	2	2,43	9,42
0,0416	3	1,54	1,72	0,1803	2	2,49	13,47
0,0624	3	1,89	3,54	0,2040	2	2,64	13,10
0,1036	3	2,39	13,30	0,2118	2	2,70	16,80
0,1443	3	2,83	28,00	0,2234	2	2,75	33,10
				0,2425	2	2,83	31,30
0,0416	4	1,67	2,09	0,2614	2	2,88	41,90
0,0624	4	1,95	4,50	0,2800	2	2,87	42,50
0,1036	4	2,23	11,30	0,2800	2	2,95	43,90
Фракция 1,5–2 мм				0,0083	4	0,50	0,01
0,0208	1	0,38	0,005	0,0208	4	0,85	0,13
0,0624	1	0,77	0,52	0,0416	4	1,24	0,87
0,0789	1	1,08	0,83	0,0624	4	1,54	1,93
0,1036	1	1,17	1,94	0,0789	4	1,75	2,93
0,1240	1	1,47	2,82	0,1036	4	1,95	5,13
0,1443	1	1,50	4,16	0,1240	4	2,15	6,54
0,1644	1	1,66	5,46	0,1443	4	2,33	11,69

Пороговая скорость, очевидно, должна определяться на высоте выступов шероховатости (v_{Δ}), так как именно на этом уровне взаимодействие потока с ложем приводит к захвату частиц наносов. Для вычисления v_{Δ} использовалась зависимость С.В. Избаша и Х.Ю. Халдре [1959], которая применительно к потокам малой глубины даст лучшие результаты. Она имеет вид:

$$v_{\Delta} = v(x + 1) \left(\frac{\Delta}{h} \right)^x, \quad (2.54)$$

где v_{Δ} — скорость на высоте выступов шероховатости, м/с; v — средняя скорость потока, м/с; Δ — высота выступов шероховатости, м; h — глубина потока, м.

Согласно экспериментальным данным [Кузнецов, Григорьев, 1976] показатель степени при отношении выступов шероховатости и глубины (x) принимает значения от 1/6 до 1/3. По нашим данным, x можно определить по формуле

$$x = (1 + h^{-0,5})^{\frac{1}{6}}. \quad (2.55)$$

Экспериментальные данные по интенсивности транспорта наносов были аппроксимированы уравнением (2.51). Цель аппроксимации заключалась в определении параметров уравнения (2.51). Они приведены в табл. 2.3. На рис. 2.2 показана зависимость между рассчитанной и фактической интенсивностью транспорта наносов по всем опытам. Примечательно, что для всех песчаных фракций и для флювиогляциального песка получены одинаковые для соответствующих форм движения наносов коэффициенты транспорта. Можно полагать, что и для других фракций песка и их смесей коэффициенты транспорта будут такими же, т.е. они являются универсальными и зависят, вероятно, только от объемного веса наносов.

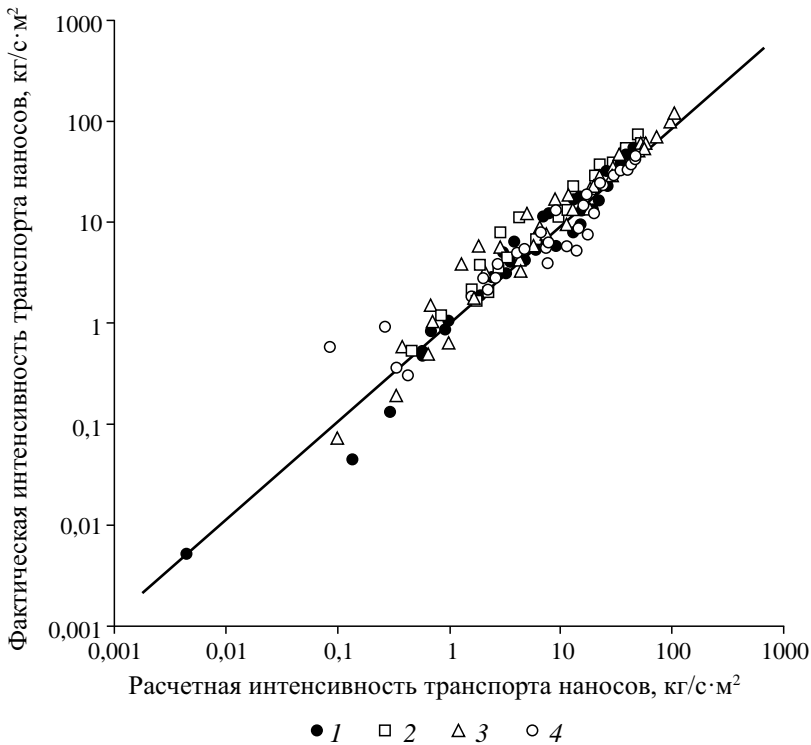


Рис. 2.2. График связи расчетных и фактических значений интенсивности транспорта наносов.
 Размер фракций песка и гравия:
 1 — 1,5–2 мм; 2 — 1–1,5 мм; 3 — 0,5–1 мм; 4 — 0,164 мм

Непредвиденной оказалась необходимость введения четвертой пороговой скорости и соответствующего ей коэффициента транспорта наносов. Можно предположить, что при высокой концентрации наносов оседание зерен песка замедляется и соответственно возрастает эффективность транспорта. Возможно, что повышение коэффициента транспорта наносов связано с возникновением волн перемещения при достижении определенной концентрации наносов. В связи

с «появлением» четвертой пороговой скорости уравнение транспорта наносов запишется в следующем виде:

$$\begin{aligned}
 W_{\text{трскл}} = & 0,001k_{\text{тр}}\rho v^3 \left\{ 0,39 \left[1 + 10^{4(1-v_{\Delta}/v_{\Delta 01})} \right]^{-1} \left[1 + 10^{6(1-v_{\Delta}^2/v_{\Delta 01}^2)} \right]^{-1} \left[1 + 10^{-4(1-v_{\Delta}/v_{\Delta 02})} \right]^{-1} + \right. \\
 & + 0,90 \left[1 + 10^{4(1-v_{\Delta}/v_{\Delta 02})} \right]^{-1} \left[1 + 10^{6(1-v_{\Delta}^2/v_{\Delta 02}^2)} \right]^{-1} \left[1 + 10^{-4(1-v_{\Delta}/v_{\Delta 03})} \right]^{-1} + \\
 & + 2,25 \left[1 + 10^{4(1-v_{\Delta}/v_{\Delta 03})} \right]^{-1} \left[1 + 10^{6(1-v_{\Delta}^2/v_{\Delta 03}^2)} \right]^{-1} \left[1 + 10^{-4(1-v_{\Delta}/v_{\Delta 04})} \right]^{-1} + \\
 & \left. + 2,60 \left[1 + 10^{4(1-v_{\Delta}/v_{\Delta 04})} \right]^{-1} \left[1 + 10^{6(1-v_{\Delta}^2/v_{\Delta 04}^2)} \right]^{-1} \right\},
 \end{aligned}
 \tag{2.56}$$

где $W_{\text{трскл}}$ — транспортирующая способность потока, кг/м·с; ρ — плотность воды, кг/м³; v — средняя скорость потока, м/с; v_{Δ} — скорость на высоте выступов шероховатости, м/с; $v_{\Delta 01}$, $v_{\Delta 02}$, $v_{\Delta 03}$, $v_{\Delta 04}$ — пороговые скорости на высоте выступов шероховатости для движения наносов перекачиванием (1), сальтацией (2), во взвешенном состоянии (3) и при наступлении волнового характера движения водно-песчаной смеси (4) соответственно, м/с; $k_{\text{тр}}$ — коэффициент транспорта наносов, с²/м.

Таблица 2.3

Значения параметров в уравнении транспорта наносов мелководными потоками

Крупность песка, мм	Пороговые скорости (м/с) и коэффициенты транспорта наносов (с ² /м)								Коэффициент корреляции
	1-я		2-я		3-я		4-я		
	v_{01}	$k_{\text{тр}1}$	v_{02}	$k_{\text{тр}2}$	v_{03}	$k_{\text{тр}3}$	v_{04}	$k_{\text{тр}4}$	
0,108	0,07	0,39	0,19	0,90	0,33	2,25	0,48	2,60	0,982
0,5–1,0	0,19		0,49		0,86		1,27		0,981
1,0–1,5	0,25		0,64		1,11		1,64		0,914
1,5–2,0	0,29		0,76		1,31		1,94		0,906

Пороговые скорости, полученные по графикам зависимости транспорта наносов от куба скорости потока и откорректированные в процессе параметризации теоретического уравнения транспорта наносов (2.56), были использованы для разработки зависимости пороговых скоростей от среднего диаметра зерен песка. Уравнение имеет вид:

$$v_{\Delta 0n} = 1,71n^{1,63} \sqrt{\frac{gd(\rho_n - \rho)}{\rho}},
 \tag{2.57}$$

где $v_{\Delta 0n}$ — соответствующие пороговые скорости, м/с; n — номера видов движения наносов; g — ускорение силы тяжести, м/с²; ρ_n , ρ — плотность наносов и воды соответственно, кг/м³; d — средний диаметр песка, м.

Таким образом, физический подход к описанию транспорта наносов показал удовлетворительные результаты в широком диапазоне условий. Это обусловлено тем, что в отличие от других моделей в предлагаемом решении все формы движения наносов оцениваются отдельно, но в рамках единого уравнения, так как разделить их даже при условии монозернистости наносов невозможно. В области

скоростей, соответствующих переходу от одного вида движения к другому, всегда будут наносы, транспортируемые по смежным типам, так как диапазон мгновенных скоростей ($0,4v \leq v_{\text{мгн}} \leq 1,6v$) таков, что даже при средней скорости, равной пороговой величине, максимальные пульсационные значения могут превышать следующую пороговую скорость (см. табл. 2.3). Это особенно характерно для мелкого песка в области первой и второй пороговых скоростей, а для крупной (1,5–2 мм) фракции мелкого гравия — в области второй и третьей пороговых скоростей. Еще большее перекрытие имеется между третьей и четвертой пороговыми скоростями, оно характерно в равной степени и для крупных, и для мелких наносов.

Кроме того, каждому типу движения соответствует свой коэффициент транспорта, величина которого не зависит от крупности наносов. Однако в предложенных ранее уравнениях транспорта наносов обычно применяются единые коэффициенты для всех форм движения наносов [Engelund, Hansen, 1967; Laursen, 1958; Yang, 1973] либо его величина зависит от крупности наносов [Ackers, White, 1973].

Проверка моделей на независимых данных показала, что ни одна из них не дала удовлетворительных результатов [Alonso et al., 1981; Govers, 1990, 1992; Low, 1989]. Обычно модель более или менее удовлетворительно описывает лишь некоторые результаты исследований, выполненных в сравнительно узком диапазоне гидравлических характеристик. Такая ситуация может быть связана как с недостатками моделей, так и с методическими погрешностями в постановке экспериментов, в результате чего или транспортирующая способность потока не реализуется полностью, или концентрация наносов превышает уровень, соответствующий потенциалу потока.

Не останавливаясь на анализе моделей, рассмотрим в общих чертах причины, которые могут привести к неадекватной оценке транспортирующей способности потока. Согласно третьему посылу, который впервые сформулировал Х.А. Эйнштейн [Einstein, 1950], концентрация наносов в потоке будет соответствовать его транспортирующей способности, если нет дефицита наносов в русле. При этом потоком захватывается предельное количество наносов, соответствующее его эродирующей способности, и столько же наносов оседает на дно. Чтобы количество оседающих наносов равнялось количеству захватываемых, концентрация и распределение наносов в потоке по вертикали должны соответствовать определенному уровню, который достигается на расстоянии, равном средней дальности движения частицы с момента ее захвата потоком до остановки. Таким образом, чтобы поток набрал объем наносов, соответствующий его транспортирующей способности, он должен пройти определенное расстояние по ложу из наносов, применительно к которым определяется его транспортирующая способность. Расстояние зависит от типа движения наносов. При движении наносов перекачиванием и влечением потоку достаточно пройти несколько десятков сантиметров, чтобы достичь предельного насыщения, но при движении наносов путем сальтации для этого уже недостаточно расстояния в 2,4 м [Nearing, Norton et al., 1986]. Соответственно средняя дальность траектории взвешенных частиц намного больше, чем сальтирующих. Очевидно также, что дальность траектории будет зависеть от глубины потока. Отсюда следует, что лишь при отсутствии дефицита наносов и достаточной длине лотка можно получить достоверную оценку транспортирующей способности потока.

Таким образом, физическая модель транспортирующей способности мелководных склоновых потоков, основанная на элементарных посылах, показала хорошие результаты в очень широком диапазоне скоростей и расходов воды. Она также удовлетворительно описывает экспериментальные данные других исследователей.

При одинаковых гидравлических параметрах потоков концентрация наносов в потоке, соответствующая его транспортирующей способности, на порядок и более превышает концентрацию наносов при размыве связных грунтов. Отсюда следует, что транспортирующая способность потока едва ли может являться лимитирующим фактором эрозии. Таким образом, посыл, использующийся в моделях эрозии WEPP и EUROSEM, согласно которой отрыв частиц почвы является функцией разности между предельной концентрацией наносов, соответствующей транспортирующей способности потока, и фактическим содержанием наносов в нем, не может быть признан безоговорочно верным. Напротив, предположение Ц.Е. Мирцхулавы [1970], что наносы не оказывают влияния на смыв почвы на том основании, что в руслах ручейков на пахотных склонах не наблюдается отложений наносов, если только склон резко не выполаживается, в свете новых экспериментальных данных кажется более убедительным, чем посыл, использованный в моделях WEPP и EUROSEM. В связи с этим очевидно, что только экспериментальные исследования могут пролить свет на проблему влияния наносов на эрозию связных почв и грунтов. Масштаб снижения смыва зависит от истираемости почвенных агрегатов: чем выше устойчивость агрегатов к истиранию, тем больше их накапливается в потоке и тем заметнее относительное снижение скорости смыва.

2.1.4. Влияние наносов на интенсивность эрозии

Сведения о влиянии наносов на размыв грунта появились начале XX в. при исследовании земляных каналов. С. Фортье и Ф.Г. Скобей [Fortier, Scobey, 1926] обратили внимание на то, что в подавляющем числе случаев донные наносы, не отличающиеся по твердости от пород, слагающих ложе потока, увеличивают допустимую по условию неразмываемости скорость водного потока в каналах. Напротив, в случае, когда наносы тверже слагающих дно пород, величина допустимой скорости несколько ниже, чем для потоков, не содержащих наносов.

Наносы коллоидных фракций увеличивают до 2 раз неразмываемые скорости в зависимости от литологии пород ложа. Ц.Е. Мирцхулава [1967] рекомендовал уменьшать проектируемую неразмываемую скорость на 8%, если поток содержит более 1% (от общей массы) твердых коррадирующих наносов (гранитной крошки диаметром 2–4 мм), и увеличивать ее на 20% при концентрации наносов коллоидной фракции 1 г/л и более. Причину таких изменений он видел в специфичности влияния наносов с разными физико-механическими свойствами на механизм размыва. Движущиеся донные наносы, состоящие из твердых пород и минералов, механически разрушают ложе потока, усиливая его размыв.

Результаты исследований Ц.Е. Мирцхулавы [1967] проливают свет на механизм влияния взвешенных наносов на величину размывающей скорости. Взвешенные наносы коллоидных фракций увеличивают вязкость жидкости. По его данным вязкость смеси при концентрации взвешенных наносов 22% увеличивается почти в 2 раза, при этом средняя скорость потока остается неизменной, хотя максимальные пульсационные значения скорости уменьшаются на 2–10%. Кроме того, взвешенные наносы понижают турбулентность потока [Einstein, Chien, 1955; Vanoni, pomicos, 1960]. Результирующим эффектом увеличения вязкости и соответствующего снижения пульсаций скорости взвешенными наносами является повышение скорости начала движения наносов при прочих равных условиях. По экспериментальным данным Ц.Е. Мирцхулавы, градиент изменения размывающей скорости, обусловленный изменением вязкости, равен 10 м/с·стокс. При глубине потока 2 см неразмываемая скорость для песка увеличилась с 0,41 до 0,68 м/с при

изменении вязкости с 0,012 до 0,09 стокса. Увеличение вязкости достигалось добавлением в воду клея (карбометилцеллюлозы). Однако если вязкость воды увеличить до 0,09 стокса путем добавления в нее коллоидной фракции наносов в количестве 150 г на 1 л воды, то неразмывающая скорость увеличивается всего на 5–7 см/с. Градиент изменения скорости не превышает 0,64 м/с-стокс. Таким образом, вязкость на молекулярном уровне оказывает на порядок более сильное влияние, чем повышение вязкости, вызываемое коллоидной фракцией наносов. Со временем влияние коллоидных наносов на величину размывающей скорости растет и через 72 ч после начала подачи мутной воды увеличивается еще на 30–40%. Ц.Е. Мурцулава объясняет это кольматацией пор между зернами песка и отложением наилка, обеспечивающего сцепление между зернами песка, что является причиной увеличения неразмывающей скорости.

Таким образом, первоначально рассматривалось лишь влияние наносов на изменение величины неразмывающей скорости, т.е. на условия начала движения «новых» наносов.

На существенное уменьшение эродирующей способности насыщенных наносами потоков впервые обратили внимание Л.Д. Мейер и Е. Дж. Монк [Meyer, Monke, 1965]. Концептуальные подходы к объяснению этого явления различны. Согласно представлениям Г.Р. Фостера и Л.Д. Мейера [Foster, Meyer, 1972a] отрыв частиц почвы и транспорт наносов совершаются за счет определенной доли энергии потока, названной «свободной». Предполагается, что удельные затраты энергии на транспорт наносов меньше, чем на отрыв частиц от почвенно-грунтовой массы. Из этого якобы следует, что «свободная» энергия прежде всего расходуется на транспорт наносов, а работа по отрыву частиц от почвенной массы может осуществляться лишь за счет ее оставшейся части. Согласно этому представлению отрыв частиц почвы взвесенесущим потоком пропорционален дефициту транспорта наносов, под которым понимается разность между концентрацией наносов, соответствующей транспортирующей способности потока, и их реальным содержанием. На практике эта концепция была использована в эрозионном блоке модели WEPP [Nearing et al., 1989], а позже в модели EUROSEM.

П.Б. Херслайн и К.В. Роуз [Hairsine, Rose, 1992] полагают, что снижение эродирующей способности потока по мере увеличения концентрации наносов связано с отложением наносов в виде наилка, который исключает непосредственное воздействие потока воды на почву, тем самым защищая ложе потока от дальнейшего размыва. Согласно этой концепции по мере аккумуляции наносов, выпадающих из взвесенесущего потока, потенциально эродируемая площадь русла сокращается, что является причиной уменьшения интенсивности эрозии по длине склона.

Нет единого мнения и о физических механизмах влияния наносов на эродирующую способность потока. М.А. Неаринг [Nearing, 1991] установил, что сопротивление почвы на отрыв на три порядка больше средней величины касательных напряжений, оказываемых потоком на свое ложе, поэтому отрыв частиц связанного материала может происходить только всплесками (burstevent) турбулентных возмущений в придонном слое потока. Такие возмущения способны в 150 раз увеличивать касательное напряжение на дне потока по сравнению со средним его значением, следовательно, одна из ведущих причин уменьшения эродирующей способности нанососодержащих потоков — снижение турбулентности потока при росте концентрации наносов.

В большинстве количественных моделей эрозии собственно «эрозионный блок» включает два параметра, зависящие от свойств размываемого материала.

Первый — пороговая величина активного фактора. В модели Г.Р. Фостера и Л.Д. Мейера [Foster, Meyer, 1972b] — это критическое касательное напряжение, в модели К.В. Роуза [Hairsine, Rose, 1992] — пороговая величина удельной мощности потока, в гидрофизической модели [Ларионов, Краснов, 2000] — пороговая величина скорости в слое воды стандартной глубины, в гидромеханической модели эрозии [Мирицхулава, 1970] — размывающая скорость.

Вторым не менее важным параметром является коэффициент эродируемости $k_{\text{эр}}$, числом представляющий собой величину массы материала, срываемого потоком в единицу времени с единицы поверхности его ложа, отнесенную к единице активного фактора. Однако исследования влияния наносов на коэффициент эродируемости до сих пор единичны. Влияние донных и взвешенных наносов на изменение эродирующей способности потока, текущего по размываемому дну, оценивалось Г.Х. Мертеном и др. [Merten et al., 2001]. Лоток длиной 8 м составлялся из отдельных отрезков, заполненных почвой до заданной глубины. Для имитации донных и взвешенных наносов в головную часть лотка подавались стеклянные шарики определенного размера. В контрольном варианте искусственные наносы в лоток не подавались. Эксперименты показали, что интенсивность размыва почвы в лотке снижается при подаче наносов, но соотношения между смывом и концентрацией наносов не соответствуют концепции Г.Р. Фостера и Л.Д. Мейера [Foster, Meyer, 1972a]. Было также установлено, что влияние донных наносов на размыв больше, чем взвешенных. Однако вследствие специфики эксперимента прямые количественные оценки влияния наносов на отрыв частиц почвы не получены.

Очевидно, что раскрытие механизма и масштаба влияния донных наносов различной твердости, а также взвешенных наносов на интенсивность отрыва частиц связного материала можно достичь только экспериментальным путем.

Эксперименты проводились на гидравлическом циркуляционном лотке длиной 206,9 см и шириной 20 см [Ларионов, Добровольская и др., 2005]. Для имитации донных наносов использовались: кусочки поролона размером $5 \times 5 \times 5$ мм, вулканизированной резины размером $3 \times 3 \times 3$ мм, отрезки (4–4,5 мм) медного многожильного провода в эластичной резиновой оболочке диаметром 3 мм и мелкий слабо окатанный гравий фракции 1–2 мм (1–1,5 мм — 21%, 1,5–2 мм — 79%). Плотность кусочков поролона после насыщения водой можно принять равной $1,0 \text{ г/см}^3$, так как плавучесть их нейтральна, плотность резины — $1,26 \text{ г/см}^3$, провода — $2,35 \text{ г/см}^3$. Для имитации взвешенных наносов использовали измельченный и просеянный через сито 0,25 мм аллювиальный суглинок.

Для имитации взвешенных наносов использовался легкий опесчаненный суглинок из пахотного горизонта дерново-подзолистой почвы Весьегонского района Тверской области. Почву предварительно измельчали и просеивали через сито с отверстиями диаметром 0,5 мм. Суглинок сильно отличается от чернозема по цвету, что позволяет визуально проследить заполнение межагрегатных пор испытываемого образца.

Результаты исследования подтвердили известные положения и позволили дать количественную оценку влияния наносов на скорость размыва связных грунтов и почв. Искусственные донные наносы, изготовленные из мягких (эластичных) материалов различной плотности, существенно снижают интенсивность размыва образцов почвы. Твердые наносы (в опытах слабо окатанный мелкий гравий), напротив, увеличивают скорость размыва. Интенсивность размыва снижается с увеличением концентрации наносов из эластичных материалов (поролон, резины, провода в резиновой оболочке) в потоке по экспоненциальной кривой, что согласуется с приведенным выше постулатом гидрофизической модели эрозии.

Действительно, с увеличением количества наносов в потоке поверхность дна покрывается наносами не пропорционально их количеству, а с некоторым замедлением, так как часть дна может покрываться не одинарным, а многорядным слоем. Из приведенных фактических данных и общих соображений следует, что скорости размыва грунта в потоке (W_n), содержащем наносы различной твердости, могут быть оценены зависимостью:

$$W_n = We^{aC_m + bC_t}, \quad (2.58)$$

где W — интенсивность размыва почвы или грунта потоком, не содержащим наносов, $\text{г/м}^2\cdot\text{с}$; e — основание натуральных логарифмов; C_m и C_t — количество наносов соответственно мягких и твердых, приходящихся на единицу поверхности ложа потока, шт/м^2 ; a и b — коэффициенты, значения которых зависят от физических свойств материала наносов.

Для наносов, состоящих из эластичного материала, твердость которого меньше или равна твердости размываемой почвы или породы, коэффициент имеет отрицательное значение. Для «твердых» наносов коэффициент принимает положительное значение.

Результаты показали, что плотность частиц эластичных наносов играет существенную роль в исследуемом явлении. Очевидно, чем выше плотность материала частиц наносов, тем больше их кинетическая энергия и соответственно сильнее их механическое воздействие (косой удар) на ложе потока, что ослабляет межагрегатные связи. Поэтому эрозия, производимая взвесенесущими потоками, должна находиться в прямой зависимости от плотности частиц наносов. В экспериментах с наносами из эластичных материалов рост плотности снижал их защитный эффект, поскольку при падении на дно частицы наносов с большей плотностью оказывают более сильное ударное воздействие на ложе потока.

Анализ данных, представленных в табл. 2.4 свидетельствует, что с увеличением плотности эластичного материала, из которого изготовлены частицы наносов, коэффициент a , дающий количественную оценку их влияния на интенсивность размыва образцов, уменьшается обратно пропорционально объемному весу последних. Различия между коэффициентами достоверны при степени вероятности 0,95 и только для пары поролон — резина при степени вероятности 0,8.

Результаты экспериментов подтвердили, что наносы, твердость которых выше твердости размываемой породы, существенно увеличивают скорость разрушения образца. При этом отрыв частиц силами гидравлического генезиса сопровождается коррозией ложа, о чем свидетельствует характер поверхности размываемых образцов. Их поверхность буквально испещрена мелкими вытянутыми кратерами, ориентированными длинной осью вдоль потока.

Конечно, это не единственная причина увеличения эродирующей способности потока. Очевидно, как и в случае частиц из эластичных материалов, что удары твердых зерен наносов способствуют нарушению контактных связей между агрегатами, выстилающими поверхность ложа потока, и нижележащей массой, что также приводит к интенсификации размыва грунта. Вместе с тем следует отметить, что наличие в потоке донных наносов в любом случае должно уменьшать смыв почвы за счет блокирования отрыва новых частиц в точках контакта дна с влекомыми частицами. Однако в случае с «твердыми» наносами эффект коррозии перекрывает, очевидно, снижение эродирующей способности потока. Содержание наносов (1 г/л и менее) в виде крупного песка или слабо окатанной мелкой гальки (1,5–2 мм) увеличивает интенсивность размыва связных грунтов в несколько раз.

Такая эффективность воздействия позволяет предположить, что «твердые» донные наносы играют важную роль не только в размыве связных грунтов, но и наилка — отложившихся наносов пылеватого и глинистого гранулометрического состава.

Таблица 2.4

Влияние донных наносов на смыв почвы в зависимости от плотности имитирующего ее материала, слагающего дно (экспериментальные данные)

Материал	Плотность, г/см ³	Коэффициент в уравнении (2.58)*	Ошибка среднего
Поролон	≈1,00	−0,00063	0,000069
Резина	1,21	−0,00048	0,000087
Провод в оболочке	2,36	−0,00016	0,000013
Кварц	2,65	0,00034	0,000073

*Для мягких наносов a имеет отрицательные значения, для твердых b — положительные.

Уравнение (2.58), предложенное для количественной оценки влияния донных наносов на интенсивность размыва связных почв и грунтов, удовлетворительно описывает полученные экспериментальные данные. Коэффициент корреляции между рассчитанными по (2.58) и экспериментальными значениями интенсивности размыва был бы существенно выше, если бы не значительная вариабельность интенсивности размыва образцов (рис. 2.3). Расходы воды в ходе каждого продолжения опыта изменялись незначительно — вариабельность 5,8%. Однако несмотря на тщательное соблюдение единообразия условий при набивке контейнера почвой, интенсивность размыва образцов варьировала в пределах 28–35%.

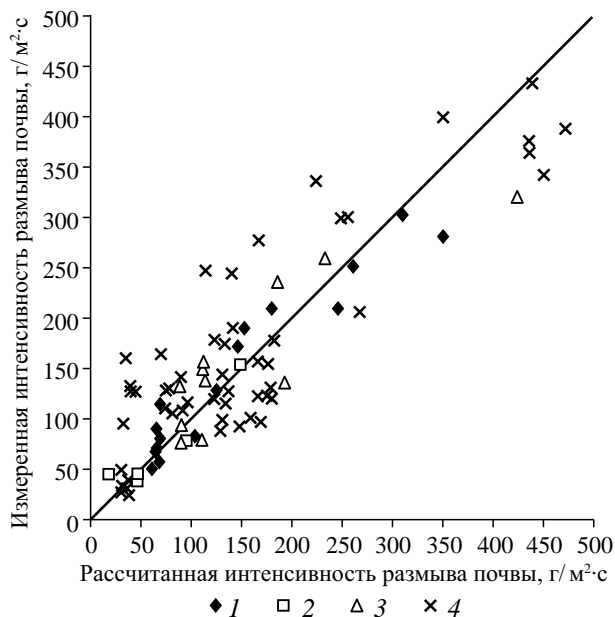


Рис. 2.3. Измеренная (в экспериментах) и рассчитанная по уравнению (2.58) интенсивность смыва почвы. Имитирующие донные наносы материалы: 1 — провод в оболочке; 2 — резина; 3 — кварц; 4 — поролон

В опытах со взвешенными наносами расходы воды в продолжение опыта изменялись незначительно — вариабельность 5,8%. В то же время, как и в опытах с донными наносами, интенсивность размыва образцов колебалась во всех вариантах опытов в широких пределах — 28–35% (табл. 2.5). Как и следовало ожидать, эродируемость очень сильно зависит от плотности почвы. В исследованном диапазоне плотности (1,1–1,3 г/см³) образцов она изменяется более чем на порядок величины. К сожалению, ограниченность вариантов плотности не позволяет определить параметры этой зависимости.

Опыты с фильтрацией воды через образец и при его отсутствии планировались, исходя из предположения, что фильтрация воды через образец приведет к заиливанию межагрегатных пор, что окажет влияние на скорость размыва образцов и, следовательно, на их эродируемость. В действительности оказалось, что фильтрация воды через образец оказывает заметное влияние на скорость его размыва как в потоке чистой воды, так и в потоке с взвешенными наносами. Найти объяснение этому явлению позволяют результаты исследований И.Г. Круашвили [1983], который показал, что в потоке с фильтрующим и непроницаемым дном средние скорости потока при прочих равных условиях практически не различаются, однако распределение скоростей по вертикали иное. В потоке с фильтрующим дном скорость в придонном слое выше, а в поверхностном меньше, чем в потоке с непроницаемым дном. По данным И.Г. Круашвили, при средней скорости 0,5–1,0 м/с различия в придонной скорости составляют порядка 0,1 м/с. Это, очевидно, является причиной ускоренного размыва образцов почвы, через которые фильтровалась вода. Во всех вариантах опыта скорость размыва образцов в потоке со взвешенными наносами была ниже, чем в вариантах с чистой водой. В каждом варианте опыта один образец подвергался лишь частичному размыву. Его извлекали из контейнера, подсушивали и разрезали по вертикальной плоскости. Осмотр разрезов показал, что межагрегатные поры, прилегающие к дневной поверхности, заполнены материалом взвешенных наносов. По крупным порам наносы проникают довольно глубоко.

Таблица 2.5

Эродируемость (м⁻²·с²) монозернистых образцов почвы в потоках со взвешенными наносами и без них

Плотность почвы, г/см ³	Концентрация наносов, г/л: без фильтрации / с фильтрацией			
	0	6	12	24
1,1	272,0 / 414,8	160,0 / 78,3	131,2 / 68,7	– / 55,7
1,2	110,0 / 129,8	66,3 / 41,4	60,4 / 23,8	– / 14,9
1,3	11,6 / 15,9	10,3 / 6,7	6,0 / 4,1	– / 1,9

Илистые и глинистые частицы между агрегатами выполняют роль цемента и увеличивают сцепление между ними, превращая зернистый материал образца в подобие монолита. Это, очевидно, является причиной снижения скорости размыва образцов в потоке с наносами. Конечно, увеличение сопротивления материала образцов размыву происходит с некоторым лагом. В первые минуты опыта скорость размыва образца мало отличается от контрольного варианта (чистая вода). Постепенно она уменьшается и стабилизируется, хотя скорость размыва и на конечных стадиях опыта подвержена значительным флуктуациям. В табл. 2.5 приведены средние значения эродируемости за время полного размыва образца. Следует отметить, что только в верхнем слое образца происходит цементация аг-

регатов почвы. После удаления заиленного слоя образец размывается чистой водой с такой же скоростью, что и контрольный. Это свидетельствует о том, что увеличение сил сцепления в результате заиления межагрегатных пор не распространяется далеко вглубь образца, хотя следы кольматации в виде светлых вкраплений различаются в крупных порах на глубине 2–3 см и более от поверхности.

Снижение скорости размыва образцов почвы зависит от их плотности и концентрации наносов в потоке. В каждом варианте плотности снижение эродируемости происходило примерно на порядок величины. Меньшее влияние на снижение эродируемости в пределах одной плотности оказывает концентрация наносов. На первый взгляд концентрация наносов не должна оказывать влияния на конечную величину эродируемости. Действительно, заполнение межагрегатных пор наносами — вопрос времени. Но следует учитывать, что одновременно с заилением пор происходит смыв заиленного слоя. Следовательно, степень заполнения межагрегатных пор определяется динамическим равновесием между смывом и заилением. Отсюда понятно, что чем больше концентрация наносов, тем больше динамическое равновесие смещается в сторону более сильной кольматации межагрегатных пор.

Менее плотные образцы в результате кольматации пор не достигают той степени уменьшения эродируемости, которая характерна для плотных образцов. Можно предположить, что сцепление между частицами наносов, а также между частицами наносов и агрегатами меньше, чем между агрегатами и их частями. В данном случае такое положение можно объяснить более грубым гранулометрическим составом наносов по сравнению с материалом образцов.

Поиск количественных связей между рассмотренными выше факторами привел к зависимости следующего вида

$$\ln k_{\text{эрм}} - \ln k_{\text{эрч}} - a(\ln s - b), \quad (2.59)$$

где $k_{\text{эрм}}$ — эродируемость почвы мутным потоком, $\text{м}^{-2}\text{с}^2$; $k_{\text{эрч}}$ — эродируемость почвы потоком чистой воды, $\text{м}^{-2}\text{с}^2$; s — мутность потока, г/л. Коэффициент a — тангенс угла наклона на графике зависимости относительной эродируемости от мутности (рис. 2.4, a , b , θ). Его значения для образцов с плотностью 1,1; 1,2 и 1,3 г/см³ составили соответственно –0,245; –0,734 и –0,900. Решая уравнение (2.59) относительно b и подставляя экспериментально полученные значения эродируемости в потоке мутной воды, находим значения этого коэффициента. В нашем случае их средние значения равны 5,66; –0,48 и –0,18 соответственно для образцов плотностью 1,1; 1,2 и 1,3 г/см³. Отклонения от среднего значения в целом незначительны: от +0,12 до –0,07 для образцов плотностью 1,1 г/см³, от +0,4 до –0,4 для плотности 1,2 г/см³, максимальное отклонение (0,5) от средней величины получено для плотности 1,3 г/см³. Соответственно рассчитанные по (2.59) значения эродируемости и полученные в эксперименте результаты показали хорошее совпадение (рис. 2.5).

Экспериментальные исследования подтвердили представление о существенности влияния наносов на эродирующую способность водных потоков и позволили получить ряд его количественных оценок. Характер и степень влияния донных наносов на размыв почвы зависят от их физических свойств. Наносы, твердость которых меньше твердости размываемого материала, существенно уменьшают темпы смыва. Уже при небольшом количестве частиц наносов (500–1000 шт. на 1 м² ложа потока, что в условиях опыта эквивалентно концентрации в 2,3 г/л) интенсивность смыва уменьшается на 30–40%. Зависимость интенсивности размыва от коли-

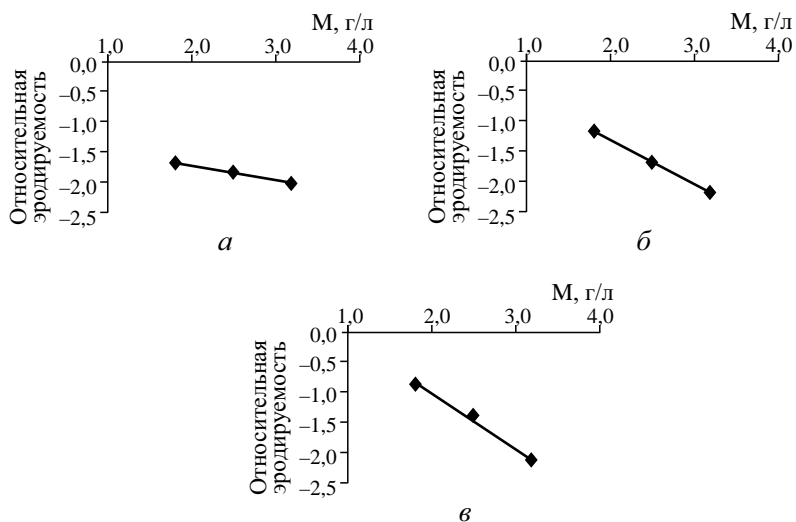


Рис. 2.4. Зависимость эродруемости образцов почвы от мутности потока s при плотности почвы: *a* — 1,1 г/см³; *б* — 1,2 г/см³; *в* — 1,3 г/см³ (к определению коэффициента a в уравнении (2.59) по логарифмической шкале)

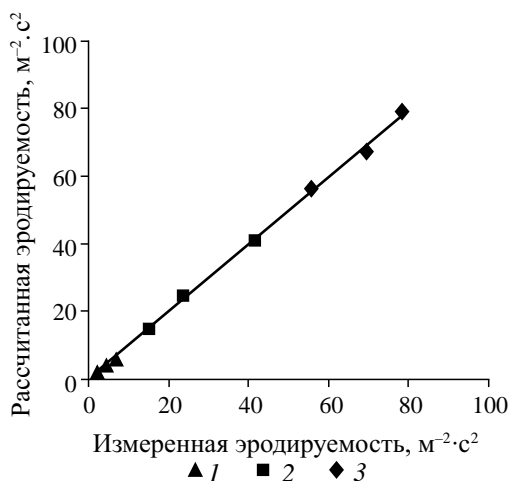


Рис. 2.5. Сопоставление измеренной и рассчитанной эродруемости почвы различной плотности (1 — 1,1; 2 — 1,2; 3 — 1,3 г/см³) при мутности потока:
1 — 1,1; 2 — 1,2; 3 — 1,3 г/см³

чества донных наносов удовлетворительно описывается показательной функцией. Влияние донных наносов, твердость которых меньше твердости размываемого материала или равна ей, находится в обратной зависимости от плотности материала наносов. Наносы с твердостью выше, чем твердость размываемого материала, вызывают корразию ложа потока. Влияние корразии намного превышает защитный эффект донных наносов — наличие в потоке крупного песка и мелкой гальки уже при концентрации 1 г/л в 5 раз увеличивают скорость размыва.

Взвешенные наносы также оказывают большое влияние на интенсивность отрыва частиц водным потоком. Наносы глинистых и илистых фракций сильно (до 10 раз и более) снижают интенсивность смыва. Это уменьшение интенсивности эрозии кроется во влиянии, которое оказывают частицы наносов на сцепление между агрегатами почвы, заполняя межагрегатные поры. Собственно взвешенные наносы не влияют на эродирующую способность потоков, как это имеет место в случае донных наносов; они повышают сопротивление поверхностного слоя почвы размыву в результате заиления межагрегатных пор, что приводит к увеличению сил сцепления между частицами почвы.

Таким образом, в физически обоснованных моделях эрозии почв обязательно должен присутствовать блок, учитывающий влияние донных и взвешенных наносов на эродируемость почвы. В первом приближении для этой цели можно использовать предложенные выше зависимости. Эксперименты показали, что инфильтрация воды в почву через ложе потока также оказывает существенное влияние на интенсивность отрыва почвенных частиц. Особенно велико это влияние при малой плотности почвы. С ростом плотности почвы оно быстро снижается и, вероятно, при плотности $1,4 \text{ г/см}^3$ и более ею можно пренебречь. Причем в потоке со взвешенными наносами инфильтрация воды в почву способствует интенсивному заилению межагрегатных пор и снижению эродируемости почвы. Вместе с тем есть основания полагать, что степень этого влияния зависит не только от плотности почвы и мутности потока, но и от гранулометрического и минералогического состава взвешенных наносов.

2.1.5. Взаимодействия потоков с почвой в области высоких скоростей

Все рассмотренные экспериментальные данные были получены в небольшом диапазоне скоростей (от 0,2–0,3 до 1,5–1,6 м/с). По данным натурных наблюдений [География..., 2006] скорости течения в склоновых потоках в период снеготаяния лишь в исключительных случаях превышают верхний предел диапазона скоростей. Однако интенсивность водоотдачи при выпадении ливневых осадков значительно выше и, следовательно, в этих случаях на склонах могут формироваться более мощные потоки со скоростями существенно выше приведенных ранее значений. О необходимости исследования размыва почвы в более широком диапазоне скоростей свидетельствуют также результаты многолетних исследований на Кошоктонской эрозионной опытной станции США, согласно которым вклад дождей редкой обеспеченности в суммарный многолетний смыв с полевых водосборов достигает 60–70% [Edwards, Owens, 1991].

В связи с этим были проведены исследования в более широком диапазоне скоростей — вплоть до 6–7 м/с. Такие скорости в лотке с открытой поверхностью воды невозможны, поэтому размыв почвы проводился струей воды, направленной нормально к поверхности почвенного образца или под углом $1-2^\circ$. В первом случае струя воды, ударяясь о поверхность образца почвы, растекается по ней во все стороны радиально от точки пересечения оси струи с поверхностью, которая называется точкой торможения. Скорость растекания принимается равной скорости воды в струе. Соответственно принимается, что процесс отрыва частиц почвы в этом случае не отличается от механизма отрыва частиц грунта со дна потока. Ц.Е. Мирцхулава [1970], основываясь на этих представлениях, разработал модель размыва грунта водопадом в вершине оврага.

Результаты исследования размыва монозернистых образцов черноземных почв нарушенного строения (табл. 2.6) струей воды, подходящей под небольшим углом

к поверхности почвы, дали неожиданные результаты. Согласно гидрофизической модели эрозии скорость размыва почвы должна находиться в линейной зависимости от куба скорости потока во всем диапазоне скоростей и, следовательно, эродируемость также должна оставаться постоянной в исследованном диапазоне, за исключением области, где скорость потока отвечает условию $v \leq 1,6v_0$. В действительности же эродируемость в области скоростей больше 1,5–2 м/с падает с ростом скорости потока для всех вариантов плотности почвы. Причины этого явления, вероятно, кроются в механизме процесса эрозии. При воздействии потока на несвязный грунт (песок) наблюдается противоположная картина — с ростом скорости потока на единицу мощности потока приходилось все больше смытого песка. Связный грунт, в частности уплотненная монозернистая почва, коренным образом отличается от песка по важнейшему параметру — силе сцепления между частицами, в этом, вероятно, кроется причина уменьшения эродируемости в области скоростей, превышающих некоторую величину.

Таблица 2.6

Результаты исследования размыва модельных образцов в широком диапазоне скоростей потока

Число опытов	Средняя скорость потока, м/с	Куб скорости, м ³ /с ³	Интенсивность размыва почвы			Эродируемость почвы		
			г/с·м ²	σ	Cv , %	м ⁻² ·с ²	Σ	Cv , %
Плотность образца 1,2 г/см ³								
5	0,59	0,20	18,8	3,27	17,4	92,6	16,4	17,7
6	0,79	0,49	71,7	9,21	12,8	145	18,7	12,8
6	1,06	1,18	133	22,2	16,7	112	18,8	16,7
5	1,55	3,72	602	155	25,8	162	41,7	25,8
1	2,15	9,94	934	—	—	94,0	—	—
5	3,16	31,4	1769	265	15,0	56,3	8,42	15,0
Плотность образца 1,3 г/см ³								
8	0,58	0,20	15,4	8,66	56,2	78,0	43,5	55,9
5	0,79	0,49	24,2	2,31	9,54	49,1	4,68	9,54
4	1,03	1,09	56,6	7,32	12,9	51,8	6,69	12,9
5	1,55	3,72	91,6	6,94	7,57	24,6	1,86	7,57
5	2,16	10,1	134	45,0	33,6	13,3	4,47	33,6
5	3,14	31,0	296	35,6	12,1	9,55	1,15	12,1
5	4,75	107	624	127	20,4	5,82	1,19	20,4
5	6,73	305	1275	228	17,9	4,18	0,63	15,0
Плотность образца 1,4 г/см ³								
5	0,79	0,49	16,1	2,71	16,8	32,7	5,49	16,8
5	1,06	1,18	16,4	5,97	36,5	13,8	5,04	36,5
5	1,55	3,72	30,1	2,71	9,03	8,07	0,73	9,03
5	2,15	9,99	34,6	5,55	16,0	3,46	0,57	16,4
5	3,15	31,2	99,0	6,60	6,67	3,17	0,21	6,65

Число опытов	Средняя скорость потока, м/с	Куб скорости, м ³ /с ³	Интенсивность размыва почвы			Эродируемость почвы		
			г/с·м ²	σ	C _v , %	м ⁻² ·с ²	Σ	C _v , %
5	4,73	106	182	40,4	22,2	1,72	0,38	22,2
5	6,73	305	492	143	29,0	1,61	0,47	29,0
Плотность образца 1,5 г/см ³								
5	0,79	0,49	7,23	1,13	15,7	14,7	2,30	15,7
5	1,06	1,18	7,15	1,70	23,7	6,04	1,43	23,7
5	1,55	3,72	15,4	3,11	20,2	4,13	0,83	20,2
5	2,18	10,4	19,7	3,58	18,2	1,90	0,35	18,2
5	3,16	31,6	46,5	2,60	5,59	1,47	0,08	5,59
5	4,77	109	107	23,9	22,3	0,99	0,22	22,3
5	6,73	305	207	33,0	16,0	0,68	0,11	16,2

Сопротивление частиц почвы отрыву потоком воды, как правило, больше тех сил гидравлического генезиса, которые испытывает ложе потока в целом, а также слагающие его частицы грунта. Поэтому Ц.Е. Мирцхулава [1970] в предложенной им модели эрозии использовал представление об усталостном разрушении связей между почвенными частицами, а также частицами грунта под воздействием динамических нагрузок, испытываемых ложем потока вследствие местных пульсаций скорости движения воды. Для учета вклада сил сцепления в размыв почвы Ц.Е. Мирцхулава ввел в уравнение для расчета неразрывающей скорости усталостную прочность грунта на разрыв, что привело к увеличению величины неразрывающей скорости на порядок. Однако этого недостаточно, чтобы преодолеть силу сцепления между почвенными частицами.

М.А. Нearing с соавторами [Nearing, Parker et al, 1991] провели исследование сопротивления разрыву 33 различных почв нарушенного строения, которое показало, что все почвы по этой характеристике укладываются в диапазон от 0,9 до 3,2 кПа. Испытания на размыв монозернистых образцов почв показали, что они, попадая в вышеприведенный интервал по сопротивлению разрыву, успешно размываются мелководными турбулентными потоками при скоростях 0,5 м/с. Для объяснения этого парадокса М.А. Нearing [Nearing, 1991] использовал результаты исследований А. Дж. Грасса [Grass, 1970], согласно которым касательные напряжения в точках придонной области потока, где происходит срыв вихрей (burste vent), в 150 раз превышают среднее касательное напряжение на дне потока, полагая, что именно в этих точках происходит отрыв частиц почвы. Поскольку отрыв вихрей со дна потока носит стохастический характер, уравнение отрыва частиц почвы включает вероятностный блок. Однако такое решение представляется не вполне корректным, так как касательное напряжение в точках отрыва вихрей, хотя и почти на два порядка выше, чем среднее значение касательного напряжения, все же на порядок ниже сопротивления почвы разрыву.

Иное объяснение механизма разрушения межагрегатных связей в почве вытекает из зависимости скорости размыва от температуры воды. В проведенном экспериментальном исследовании [Ларионов, Бушуева и др., 2014] температура воды изменялась в диапазоне от 0 до 25°С с шагом в 5°С (рис. 2.6). При изменении тем-

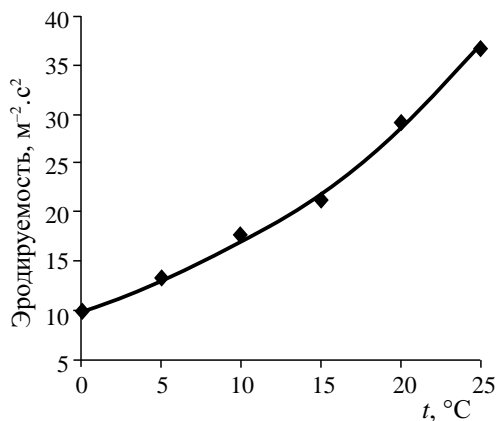


Рис. 2.6. Влияние температуры t (°C) на скорость размыва образцов почвы (эродируемость) плотностью $1,3 \text{ г/см}^3$ при скорости потока $1,43 \text{ м/с}$

пературы воды на 10°C скорость размыва увеличивалась в $1,5\text{--}1,6$ раза, что почти полностью укладывается в правило Вант-Гоффа, которое отражает влияние скорости движения молекул реагирующего вещества, частоты и силы их соударений на скорость химической реакции. Из этого следует, что разрушение связей между частицами почвы может быть связано с кинетической энергией молекул воды, а не гидравлическими силами потока. Следовательно, можно предположить, что в процессе размыва почвы участвуют физико-химические процессы, благодаря которым происходят ослабление и нарушение связей между почвенными частицами, что является следствием действия ван-дер-ваальсовых сил. При контакте воды с почвой молекулы воды, представляющие собой диполи, проникают между частицами почвы и принимают одинаково ориентированное положение относительно частицы почвы. На смежной частице также образуется слой ориентированных диполей воды. Между ними формируется диффузный слой соответственно ориентированных молекул воды. Из окружающей массы воды в диффузный слой благодаря броуновскому движению проникают новые молекулы воды. По мере увеличения толщины диффузного слоя смежные частицы почвы удаляются друг от друга, что приводит к ослаблению ван-дер-ваальсовых сил, обеспечивающих сцепление между частицами почвы. В результате этого связи между почвенными частицами нарушаются и в итоге полностью пропадают (рис. 2.7). Соответственно поток захватывает почвенные частицы, свободно лежащие на поверхности образца, совершая при этом работу только против силы тяжести. В рамках этой гипотезы находит разрешение противоречие между тем, что сопротивление почвы разрыву на три порядка выше [Nearing, Parker et al., 1991], чем касательные напряжения на дне склоновых потоков.

Это предположение было проверено экспериментально. Целью экспериментов являлись: 1) разработка методики определения скорости разрушения межагрегатных связей; 2) поиск факторов, определяющих скорость разрушения межагрегатных связей в почве. Разрушение связей между частицами почвы визуально не определяется, механически отделить частицы, лишившиеся связи с почвенной массой, также невозможно.

Наиболее оптимальным представляется использование потока воды для удаления частиц, лишившихся связей с окружающей массой. В связи с этим для

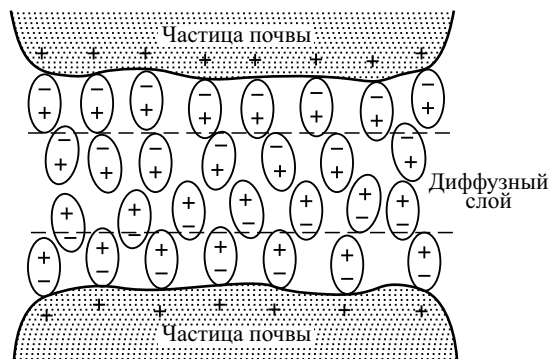


Рис. 2.7. Схема разрушения межагрегатных связей между почвенными частицами

оценки роли воды как вещества, вызывающего нарушение связей между частицами почвы, была принята следующая методика. Вода подавалась в лоток с паузами, в продолжении которых поток воды отсутствовал, но почвенный образец находился под водой слоем 1 см. Эксперимент начинался с паузы. На 1–2 см ниже образца помещали глухую перемычку высотой несколько более 1 см и наливали воду в количестве, обеспечивающем глубину воды 1 см. После паузы следовала активная фаза эксперимента — перемычка снималась, и включался насос. Вода подавалась в лоток заданное время — 15, 30 и 60 с, продолжительность пауз варьировала от 1 до 5 мин. Затем насос отключался, вновь устанавливалась перемычка, а емкость перед перемычкой заполнялась водой. За первые же секунды активной фазы с поверхности образца смывались все потерявшие связь с почвенной массой частицы. Это явление можно наблюдать визуально (рис. 2.8). С повышением продолжительности пауз количество частиц, лишившихся связи, увеличивается с некоторым замедлением (рис. 2.9). Это может быть объяснено следующим образом.

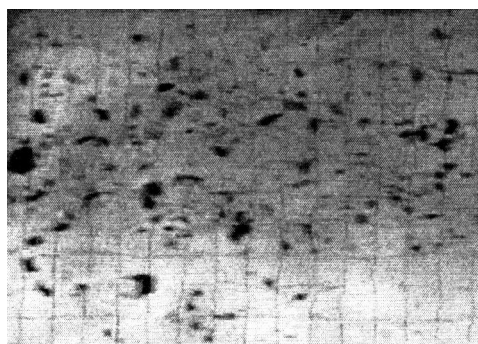


Рис. 2.8. Вид на лоток ниже образца почвы. (темные пятна — частицы и группы частиц почвы, сорванные потоком)

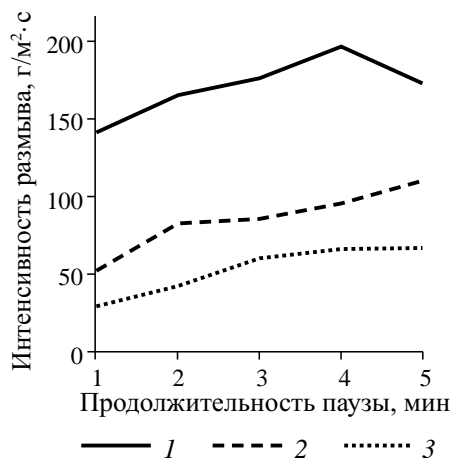


Рис. 2.9. Зависимость интенсивности размыва модельного образца почвы в зависимости от продолжительности пауз, в течение которых образец содержится в неподвижной воде, и длительности (15, 30 и 60 с) активной фазы

По мере накопления частиц, лишенных связей на поверхности, они все сильнее придавливают (пригнетают) нижележащие слои, что затрудняет или вовсе прекращает распространение процесса разрушения связей внутри образца.

В потоке воды, если его скорость превышает критическую величину, лишившиеся межагрегатных связей частицы срываются, что приводит к ускорению разрушения связей между частицами нижележащего слоя. По мере увеличения скорости потока темпы захвата частиц возрастают. Такое ускорение разрушения связей между частицами при соответствующем росте скорости потока может расти до тех пор, пока не достигнет максимума, который определяется силой сцепления между частицами и площадью контактов между ними. При дальнейшем увеличении скорости потока скорость разрушения межагрегатных связей скачкообразно замедляется, что соответствует резкому излому линии тренда (рис. 2.10). Значение ординаты, соответствующей точке резкого перегиба линии тренда, очевидно, следует рассматривать как вторую критическую скорость потока в процессе эрозии почвы. За первую критическую скорость — скорость трогания частиц почвы — принята ордината точки перегиба на S-образном отрезке линии тренда [Ларионов, Краснов, 2000]. Судя по полученным экспериментальным данным, величина второй критической скорости зависит от плотности почвы (табл. 2.7).

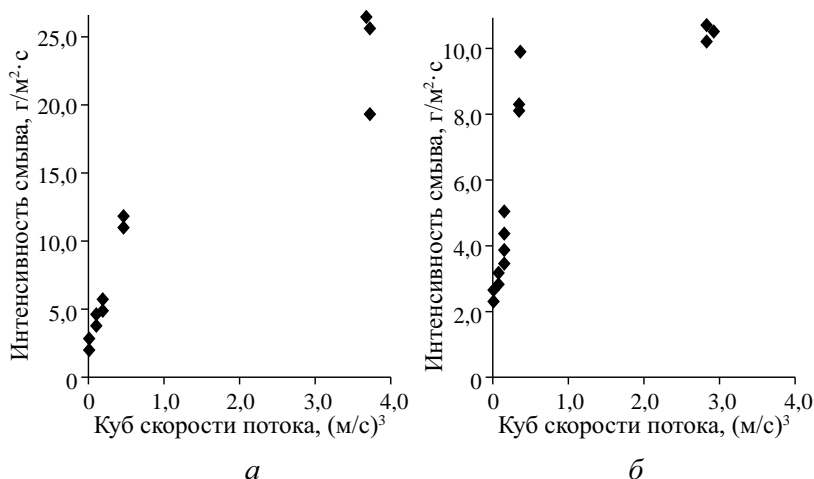


Рис. 2.10. Зависимость скорости размыва модельных образцов почвы от куба скорости потока V^3 при плотности почвы:
а — 1,4 г/см³; б — 1,5 г/см³

Таблица 2.7

Значения второй критической скорости для монозернистых образцов черноземов различной плотности

№ опыта	Плотность почвы, г/см ³	Вторая критическая скорость, м/с
1	1,2	1,60
2	1,3	1,19
3	1,4	1,00
4	1,5	0,73

В интервале скоростей потока между первой и второй критической скоростями интенсивность захвата частиц почвы пропорциональна кубу скорости потока. В этой области темпы разрушения связей между частицами превышают способность потока захватывать частицы почвы, лишившиеся сцепления с основной массой, поэтому на поверхности образца находятся частицы, полностью лишённые связей с соседними частицами. В связи с этим поток захватывает только такие частицы. Снос потоком свободно лежащих частиц почвы ускоряет разрушение связей между нижележащими агрегатами, о чем свидетельствуют экспериментальные данные. Вероятно, этим объясняется линейная зависимость между смывом и кубом скорости в интервале от первой критической скорости до второй. При скорости, равной второй критической и выше, интенсивность захвата частиц потоком начинает превышать скорость разрушения межагрегатных связей под действием воды. В этом скоростном диапазоне на поверхности размываемой почвы оказываются частицы, не полностью лишившиеся межагрегатного сцепления. В этом случае поток срывает частицы с остаточным сцеплением. По мере увеличения скорости поток срывает частицы со все большим остаточным сцеплением. Поэтому тренд линии связи между смывом и кубом скорости потока в области скоростей выше второй критической скорости приобретает показательный характер, причем показатель степени вероятно будет уменьшаться с ростом скорости потока, о чем свидетельствуют экспериментальные данные (рис. 2.11).

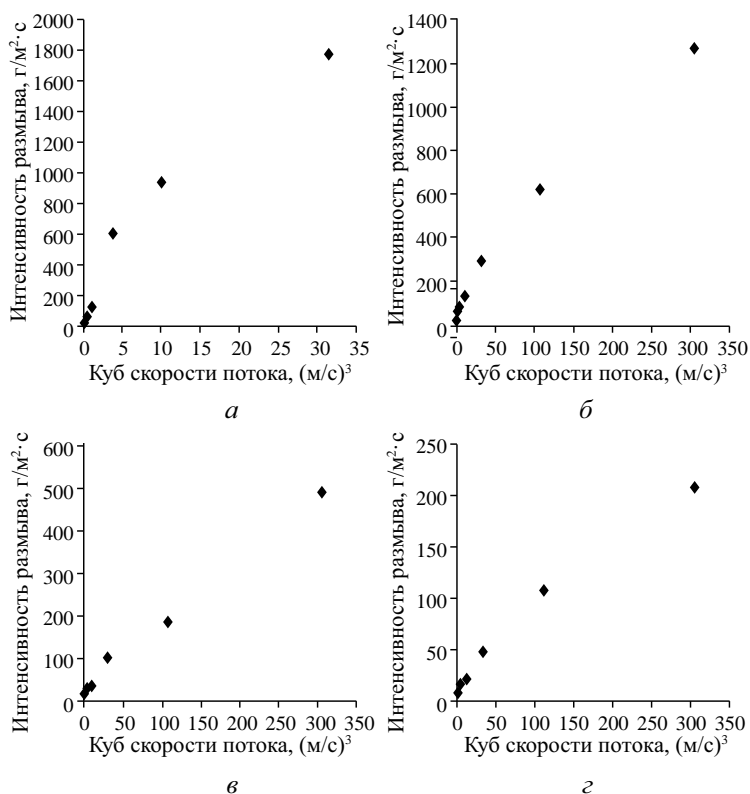


Рис. 2.11. Зависимость интенсивности размыва модельных образцов почвы различной плотности (а — 1,2 г/см³; б — 1,3 г/см³; в — 1,4 г/см³; г — 1,5 г/см³) от куба скорости потока V^3 в широком диапазоне скоростей (от 0,6 до 6,7 м/с)

Таким образом, взаимодействие связных грунтов с водными потоками — сложный многофакторный процесс, в котором принимают участие как поток, так и вода как вещество с дипольными молекулами. Эрозионные свойства почв и связных грунтов характеризуются двумя критическими скоростями. В интервале между первой и второй критическими скоростями зависимость между смывом и кубом скорости имеет линейный характер. В этом интервале скоростей разрушение связей между частицами почвы совершается за счет расклинивающего эффекта пленок воды. При скорости больше второй критической поток начинает срывать частицы почвы с остаточными межагрегатными связями и по мере роста скорости поток срывает частицы со все большей величиной остаточных связей. Эти новые сведения о механизме эрозии связных грунтов должны учитываться при разработке новых моделей эрозии.

2.1.6. Влияние ручейковой сети на смыв почвы

Склоновые временные потоки являются самым верхним звеном системы водных потоков. Они функционируют периодически во время дождей, а в умеренном поясе — и в период снеготаяния. На задернованных склонах они проявляются в виде пластовых потоков, сплошным слоем покрывающих поверхность суши. Как правило, пластовые потоки мелководны, скорости течения очень малы, поэтому на задернованных и лесных склонах смыв обычно не превышает геологических темпов. Однако во время снеготаяния, когда оно происходит при сильно промерзшей почве, глубина склоновых пластовых потоков может достигать 1–3 см. Но и в этих случаях смыв очень мал, так как скорости течения в приземном слое воды благодаря торможению растительным слоем недостаточны для его осуществления. На оголенных склонах склоновые пластовые потоки сливаются в понижения микрорельефа, образуя ручейковую сеть. Скорость течения воды в ручейках достаточно высока, она обеспечивает смыв почвы. На пахотных землях промоины заглаживаются при обработке почвы, и смыв распределяется по всей поверхности склона. К такому же эффекту приводит блуждание ручейков вследствие размыва ими бортиков, их разделяющих. Поэтому весь процесс смыва почв называется поверхностной или плоскостной эрозией.

Склоновым потокам принадлежит ведущая роль в развитии поверхностной плоскостной эрозии. Несмотря на сравнительно небольшую скорость, они способны выносить со склонов значительную долю частиц почвы, сорванных каплями дождя, и воздействовать на почву самих потоков. Их высокая транспортирующая способность в верхней части склона — следствие турбулизации возникающего потока дождевыми каплями [Маккавеев, 1955]. Однако, получая ручейковую форму, потоки на слабозадрнованных или распаханых склонах приобретают такую большую скорость, что становятся способными к смыву почвы. Вклад ручейковой эрозии в смыв почвы с пахотных земель является определяющим. Поэтому изучению ручейкового смыва посвящено множество работ, имеются обширные экспериментальные данные. Однако практически во всех исследованиях основное внимание уделяется смыву на дне потока или в целом эрозии в ручейках. Исследования, специально посвященные размыву бортов ручейков, неизвестны. Между тем еще Н.И. Маккавеев [1971] отмечал, что «направление струй по отношению к размываемой поверхности — “угол атаки” — оказывает большое влияние на темпы эрозии». Это положение особенно актуально для ручейков на пахотных землях, которые в плане имеют ломаную конфигурацию, изначально обусловленную микрорельефом пашни. Для математического описания этого явления было предложено

два различных подхода. Первый из них исходит из соотношения активных сил, под которыми подразумевается давление на борт ручейка нормальной составляющей скорости потока, и пассивных сил — сопротивления почвы давлению. В основе другого подхода лежит представление о том, что отрыв частиц почвы и их транспорт — это работа водных потоков, совершаемая за счет кинетической энергии движущейся воды [Ларионов, Краснов, 2000].

Для оценки справедливости этих подходов была выполнена серия экспериментов на гидравлическом лотке длиной 206,9 см и шириной 20 см. Для получения руслом коленообразного изгиба в лотке устанавливались вкладыши, позволявшие изменять угол изгиба рабочей части лотка. При этом на всем протяжении лотка ширина русла оставалась равной 10 см. Контейнер с испытываемым образцом почвы с поперечным сечением 2×7 см устанавливали в специальном проеме сбоку лотка, располагая его под различными углами (0, 10, 20, 30, 40 и 50°) по отношению к оси лотка. Эксперименты проводили при глубине потока 3 см. Уровень воды в лотке контролировался с помощью шупа с заточенным на конус концом. Во время эксперимента образец почвы выдавливался вращением винта, чтобы поверхность образца находилась вровень с отрезком боковой стенки, обращенной навстречу течению. Для этого периодически (2–3 раза в минуту) поток отводился в противоположную от образца сторону металлической пластиной, и поверхность образца осматривалась. Если поверхность образца при визуальном осмотре в среднем оказывалась не в одной плоскости с краями контейнера, почву выдавливали, вращая винт подачи. Интенсивность размыва образца ($\text{г/м}^2\cdot\text{с}$) рассчитывалась делением веса почвы в контейнере на продолжительность размыва и на площадь образца. Скорость течения во всех экспериментах равнялась 1,22–1,25 м/с. Эта скорость была выбрана, чтобы избежать размыва образца в области скоростей, близких к пороговым значениям, где небольшие неконтролируемые колебания в скорости могли сказываться на интенсивности размыва образца. Средняя скорость измерялась путем деления расхода воды на живое сечение потока. Трубкой Пито измерялась скорость на высоте, соответствующей середине образца, в четырех точках — на подходе к колену, в середине потока у боковой стенки, в самом колене у образца почвы и у противоположной стенки.

Эксперименты проводили с тяжелосуглинистым черноземом из Воловского района Тульской области. Высушенная почва просеивалась через набор сит. Для экспериментов использовались фракции 0,5–2 и менее 0,5 мм. Из этих фракций для испытуемых образцов брались две навески весом 60,8 и 10,1 г, что соответствует их соотношению в исходной почве. Вес образца 70,9 г обеспечивает плотность $1,2 \text{ г/см}^3$. Такая плотность была выбрана из следующих соображений. При скорости потока около 1 м/с темпы размыва суглинистого чернозема такой плотности находятся в пределах, обеспечивающих достаточную точность замера времени размыва образца. Продолжительность опыта без учета подготовки образца составляла 10–20 мин. Согласно данным М.С. Кузнецова [1981] для тяжелосуглинистого чернозема плотностью $1,2 \text{ г/см}^3$ размывающая скорость потока глубиной 1 см равна 0,17 м/с; соответственно принятая в исследовании средняя скорость потока 1,23 м/с более чем в 7 раз превышает пороговую величину. Таким образом, исследования влияния угла атаки заведомо происходили в закритической области скоростей. Число Фруда $Fr = 5,22$, т.е. поток бурный.

Результаты экспериментов приведены в табл. 2.8. Скорость потока у стенки колена, обращенного навстречу потоку, больше, чем у стенки выше колена. Если исходить из представлений, лежащих в основе гидрофизической модели эрозии [Ла-

рионов, Краснов, 2000], то скорость размыва борта при подходе к нему потока на изгибе русла под углом 40° $W_{\text{разм}_{40}}$ должна быть пропорциональной кубу скорости потока у стенки на изгибе. В этом случае скорость размыва $W_{\text{разм}_{40}}$ должна быть в 1,34 раза больше, чем при нулевом угле атаки $W_{\text{разм}_0}$, что следует из пропорции

$$W_{\text{разм}_{40}} = \frac{W_{\text{разм}_0} u_{40}^3}{u_0^3}, \quad (2.60)$$

где u_0 и u_{40} — скорости потока на прямолинейном отрезке русла и на изгибе, соответственно.

Однако экспериментальные данные показывают, что скорость размыва в этом случае существенно (в 1,73 раза) выше, чем следует из гидрофизической модели эрозии. Изменение скорости у стенки колена не обнаруживает четкой зависимости от угла атаки.

Таблица 2.8

Влияние угла атаки на скорость размыва бортов ручейка

Угол атаки, градусы	Число опытов	Скорость размыва, г/м·с	Вариабельность, %	Скорость потока, м/с	
				у образца	у стенки выше колена
0	9	363,0	9,8	1,18	1,07
10	8	367,9	5,4	1,27	0,51
20	7	394,6	4,3	1,23	0,52*
30	7	467,0	5,4	1,28	0,54*
40	6	627,6	11,5	1,21	0,54
50	6	873,2	8,1	1,18	0,64

* Противотечение у противоположной стенки колена.

Можно предположить, что измерения скорости трубкой Пито дают заниженный результат при определении скорости в области, где направления струй резко изменяются. Если это так, то, исходя из закона неразрывности, скорость в пристенной области в колене должна прирастать пропорционально синусу угла атаки. В этом случае смыв должен увеличиваться по зависимости

$$W_{\text{разм}_\alpha} = W_{\text{разм}_0} (1 + \sin \alpha), \quad (2.61)$$

где $W_{\text{разм}_0}$ и $W_{\text{разм}_\alpha}$ — скорость смыва при углах атаки 0 и α соответственно.

Зависимость (2.61) дает хорошие результаты и после параметризации приобретает вид

$$W_{\text{разм}_\alpha} = W_{\text{разм}_0} [0,6897(1 + \sin^3 \alpha) + 0,3124]. \quad (2.62)$$

Полученные экспериментальные данные подтверждают представления Н.И. Маккавеева [1971] о большой роли гидромониторного эффекта в размыве берегов, а эмпирическое уравнение очень хорошо описывает размыв берега, к которому поток подходит под острым углом, и может быть использовано в моделях эрозии почв.

Теоретическое обоснование проблемы боковой эрозии в микропотоках ручейков на склонах было реализовано путем разделения смыва на изгибе русла на две составляющие. Первая составляющая — смыв, вызванный касательным на-

пряжением на борту ручейка. Упрощенное уравнение смыва на боковой стенке под воздействием сил касательного напряжения q_{τ} по аналогии с общим уравнением отрыва частиц почвы может быть записано в таком виде:

$$q_{\tau} = k_{\text{эп}} v_{\tau}^3 [1 + 10^{a(1-A)}]^{-1} [1 + 10^{b(1-B)}]^{-1}, \quad (2.63)$$

где $A = v_{\tau}/V_{\tau c}$, $B = v^2_{\tau}/V^2_{\tau c}$, v_{τ} и $v_{\tau c}$ — соответственно касательная составляющая скорости потока при подходе потока к берегу под углом отличным от 0 и критическое значение касательной составляющей скорости; a и b — коэффициенты, зависящие от плотности распределения пульсационных значений скорости потока и плотности распределения сопротивления частиц грунта отрыву под действием касательных напряжений соответственно; $k_{\text{эп}}$ — эродируемость почвы (грунта), зависящая от свойств почвы.

По аналогии с зависимостью (2.63) уравнение разрушения берега склонового микропотока под действием ударной нагрузки (гидромониторного эффекта) может быть представлено уравнением следующего вида:

$$q_{\text{эп}} = k_{\text{эп}} v_{\text{уд}}^3 [1 + 10^{a(1-A)}]^{-1} [1 + 10^{b(1-B)}]^{-1}, \quad (2.64)$$

где коэффициенты те же, что и в уравнении (2.63), но применительно к силе нормального давления.

Если разложить среднюю скорость потока на нормальную к стенке колена и касательную к ней, то последняя должна составлять лишь часть средней скорости, пропорциональной синусу угла подхода потока к изгибу русла. Однако измерения, проведенные трубкой Пито, показали, что в диапазоне углов излома русла микроручейка от 0 до 40° скорость у стенки колена выше, чем средняя скорость потока. При угле подхода потока к стенке 50° продольная скорость уменьшается до средней скорости потока и очевидно становится равной 0 при угле подхода к стенке 90°. Увеличение продольной составляющей скорости при промежуточных значениях угла подхода суперкинетического потока очевидно связано с его динамическим стеснением, которое в этом диапазоне углов подхода сопровождается соответствующим снижением скорости у противоположной стенки колена или появлением противотечения (углы подхода 20–30°). При больших углах подхода противотечение исчезает. В связи с этим при подборе уравнений для описания размыва берега силами касательного напряжения использовались измеренные у образца значения скорости, а для описания разрушения силами давления — нормальная составляющая от средней скорости потока (1,235 м/с), полученная делением расхода воды на сечение потока.

Аппроксимация экспериментальных данных уравнениями (2.63) и (2.64) проводилась с учетом исходного посыла, согласно которому разрушение берега происходит под влиянием касательного напряжения и ударного действия, если угол подхода струи к берегу отличен от нуля. Поэтому в варианте опыта, где угол подхода потока к берегу равен нулю, смыв осуществляется только под влиянием касательных напряжений. Следовательно, обратным расчетом по формулам (2.63) и (2.64) можно определить параметры, зависящие от свойств почвы при размыве под влиянием сил касательного напряжения. Используя эти параметры, рассчитывался смыв, вызываемый силами касательного напряжения в остальных вариантах опыта, в которых подход потока к берегу не был равен нулю. Полученные значения смыва вычитали из суммарной величины смыва. Остаток принимался за темп разрушения берега микроручейка под воздействием ударной силы потока, которая равна произведению куба средней скорости потока на синус угла

его подхода к берегу. Расчеты по уравнению (2.64), в основе которого лежит гипотеза о смыве и ударном разрушении берега при подходе к нему потока под углом больше 0° , как о работе, которая совершается за счет кинетической энергии потока, показали хорошие результаты (табл. 2.9).

Таблица 2.9

Сравнение рассчитанных и измеренных значений смыва почвы микроручейками на склоне

Рассчитанный смыв			Фактический смыв	Относительная ошибка, %
касательный	ударный	суммарный		
363,00	0,00	363,0	363,0	0,00
382,92	0,00	382,92	367,9	-4,08
411,69	0,02	411,71	394,6	-4,33
464,81	9,99	474,80	467,0	-1,50
391,77	230,41	622,18	627,6	8,63
363,00	503,16	866,16	873,2	0,81

Предложенные подходы к оценке разрушения берегов под влиянием касательных напряжений и ударного воздействия потока могут быть применены к более крупным потокам с числом Фруда больше единицы, а также для оценки скорости размыва почвы падающей струей в склоновых потоках и в головной части оврагов.

2.1.7. Эмпирическая (статистическая) модель эрозии почв

Оценка эрозии почв при стоке дождевых и талых вод в настоящее время осуществляется на основе переработанного универсального уравнения смыва, предложенного У. Уишмейером и Д. Смитом [Wischmeier, Smith, 1965], и зависимости ГГИ [Инструкция..., 1979]. Устранение региональных ограничений, присущее ранее разработанным эмпирическим моделям, позволило широко использовать универсальное уравнение для проектирования почвозащитных мер во многих странах. В то же время «Инструкция...» не получила признания, так как в зависимостях для определения смыва длина склона присутствовала в неявном виде, что исключало возможность их использования для обоснования почвозащитных мер [Швебс, 1981]. Ее существенными недостатками являются использование слоя речного стока для оценки склонового смыва и довольно грубая группировка почв по противоэрозионной устойчивости [Ларионов, 1993].

Совершенствование этих методов расчета основывается на физических представлениях о сущности эрозионного процесса [Ларионов, Краснов, 2000], результатах натурных наблюдений и разработках специалистов из смежных областей науки (в частности гидрологии).

Универсальное уравнение эрозии (2.5) представляет собой модель для расчета смыва от стока дождевых осадков. Зависимость для определения смыва от стока талых вод является функцией ряда параметров, умноженной на фактор уклона, эрозионный индекс посевов или агрофонов и коэффициент почвозащитной эффективности противоэрозионных мер:

$$M_{W_{\text{тал}}} = f(H_{\text{скл}}, k_{\text{ЭП}}, L_{\text{ф.скл}}) \cdot f(I_{\text{ф.скл}}) \cdot C_{\text{ф.агр}} P_{\text{ф.пэм}}, \quad (2.65)$$

где $M_{W_{\text{тал}}}$ — средняя многолетняя величина смыва от стока талых вод, т/га·год (модуль смыва); $H_{\text{скл}}$ — слой поверхностного склонового стока, зависящий от запасов

воды в снеге, осадков во время снеготаяния и коэффициента стока, мм; $k_{ф.эп}$ — эродируемость (смываемость) почвы, т/га·ед. ЭПО; $L_{ф.скл}$ — длина склона, м; $I_{ф.скл}$ — крутизна склона, причем $f(I)$ принят равным 1 при уклоне 4,5%; $C_{ф.агр}$ — эрозионный индекс культуры или агрофона, представляющий собой отношение смыва талыми водами с поля, занятого культурой (агрофоном), к смыву с поля зяби, вспаханного вдоль склона; $P_{ф.пэм}$ — фактор противоэрозионных мер.

Среднегодовое значение годовой интенсивности смыва почвы на склоне или на отрезке склона равно сумме интенсивности смыва при талом и дождевом стоке.

Среднегодовое значение величины годового эрозионного потенциала (индекса) дождевых осадков (ЭПО) вычисляется как средняя из годовых сумм эрозионных потенциалов всех дождей со слоем осадков более 10 мм. Эрозионный потенциал конкретного дождя ($P_{эпо}$) представляет собой произведение кинетической энергии дождевых капель, выпавших за дождь на площади в 1 га, на 30-минутную максимальную интенсивность этого дождя.

Зависимость для расчета $P_{эпо}$ имеет вид:

$$P_{эпо} = 0,01 \sum_{i=1}^n [24,73 + 8,94(\lg 2,364 I_i) h_i], \quad (2.66)$$

где I_i — интенсивность дождя за i -й интервал времени, в продолжение которого его интенсивность оставалась постоянной, мм/мин; h_i — слой дождя за i -й интервал времени, мм; I_{30} — максимальная 30-минутная интенсивность осадков, мм/мин. Дожди со слоем осадков менее 10 мм не учитываются, поскольку они не оказывают заметного влияния на смыв.

Для 450 пунктов, расположенных в сельскохозяйственной зоне России, были рассчитаны эрозионные потенциалы дождей за 25-летний период, в результате была составлена карта среднегодовое значение величины эрозионного потенциала дождевых осадков, по которой можно оценить ЭПО для любого объекта (рис. 2.12).

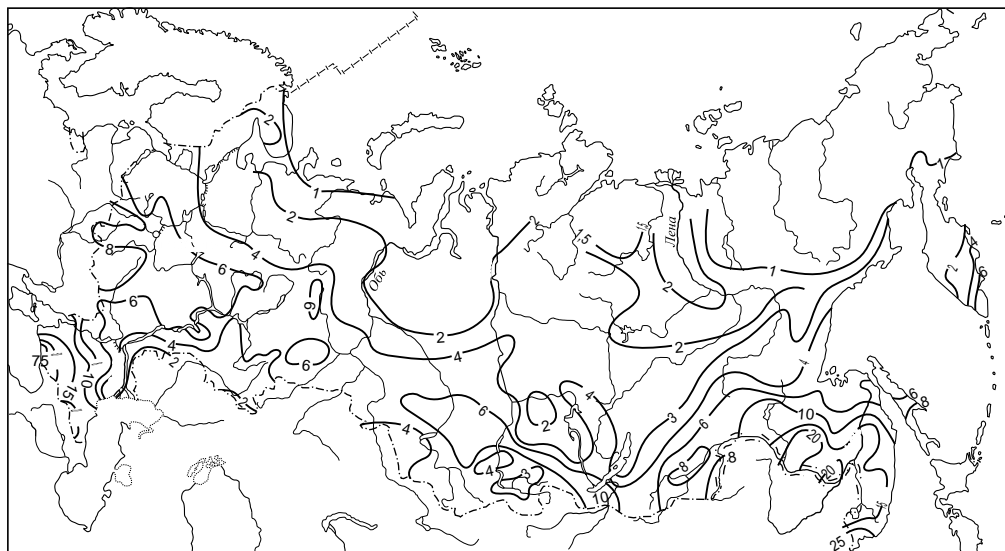


Рис. 2.12. Схематическая карта эрозионного потенциала дождевых осадков (ЭПО) для территории России

Интенсивность эрозии зависит не только от годовой величины ЭПО, но и от его распределения внутри года. Поэтому признаку на территории России были выде-

лены районы, объединяющие территории с метеостанциями, где кумуляты ЭПО отличались не более чем на 15% от годового значения на любую дату (рис. 2.13, табл. 2.10).

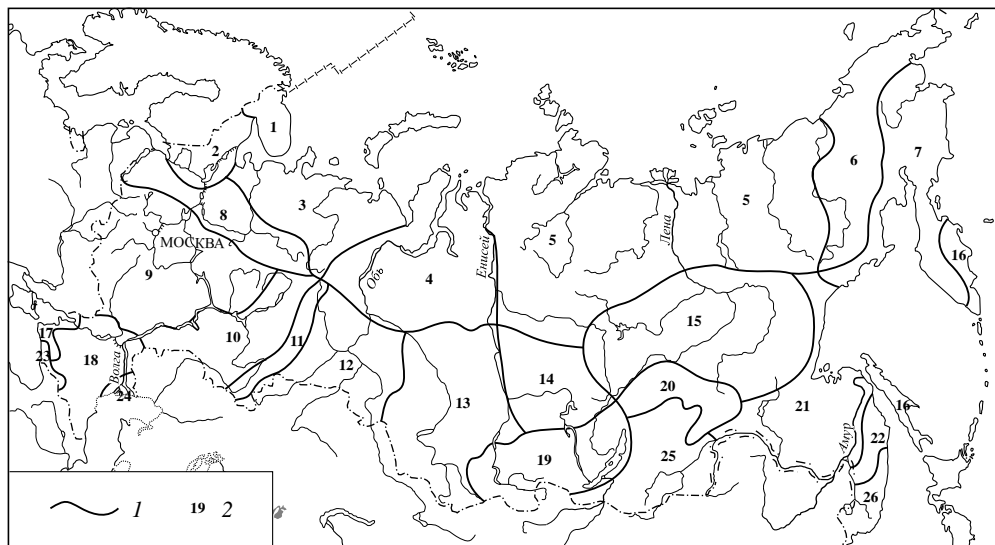


Рис. 2.13. Районирование территории России по внутригодовому распределению эрозионного потенциала дождевых осадков:

1 — границы районов; 2 — номера районов

Таблица 2.10

Внутригодовое распределение эрозионного потенциала осадков (нарастающий итог, % от годового значения)

№ райо-на	ЭПО по месяцам											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1						16	52	85	100			
2					3	17	55	89	100			
3					5	22	56	90	100			
4						25	69	90	100			
5						24	61	91	100			
6						12	47	90	100			
7						11	38	78	96	100		
8					6	21	65	93	100			
9					8	29	70	90	100			
10					6	28	80	93	100			
11					5	25	76	94	100			
12					5	37	74	93	100			
13					5	30	67	92	100			

№ райо-на	ЭПО по месяцам											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
14						12	62	95	100			
15						15	65	90	100			
16					3	9	28	55	88	100		
17				3	13	31	57	87	96	100		
18				4	20	41	67	87	96	100		
19						21	63	95	100			
20						25	62	90	100			
21					3	19	65	90	100			
22						12	50	85	100			
23	2	4	5	7	11	18	32	54	73	87	96	100
24				11	30	60	77	92	98	100		
25						10	60	95	100			
26					2	12	32	80	97	100		

Для оценки смыва почв и стока талых вод слой склонового стока в период снеготаяния определяется так:

$$H_{\text{скл}} = (H_{\text{мз}} + H_{\text{ос}}) k_{\text{ск}} k_{\text{экс}}, \quad (2.67)$$

где $H_{\text{мз}}$ — максимальные запасы воды в снеге, мм; $H_{\text{ос}}$ — слой осадков, выпавших в период снеготаяния, мм, равный среднему количеству осадков за время от средней даты максимального запаса воды в снеге до средней даты схода снежного покрова; $k_{\text{ск}}$ — коэффициент склонового стока в период снеготаяния; $k_{\text{экс}}$ — коэффициент экспозиции склона.

На равнинах существенное влияние на перераспределение снега оказывает экспозиция склонов по отношению к метелевому переносу снега. В общем случае на наветренных (обращенных к ветру) склонах мощность снежного покрова уменьшается, на подветренных увеличивается по сравнению с плакорными пространствами [Справочник по климату СССР, 1968]. Это обстоятельство учитывается вводом поправки $k_{\text{экс}}$ на экспозицию склона. Из табл. 2.11 видно, что отношение максимума снегозапасов к минимуму составляет более 1,5.

Таблица 2.11

Экспозиционные коэффициенты соотношения снегозапасов (по [Сурмач, 1979])

Экспозиция склона							
СЗ	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
1,02	1,24	1,17	1,10	0,93	0,76	0,78	0,81

Коэффициент стока зависит от свойств почвы, степени ее промерзания и влажности замерзшей почвы, а также от уклона поверхности. Глубина промерзания и влажность почвы в предзимний период во многом определяются климатическими условиями. В.Е. Водогрецкий [1979], обобщив многолетние данные сток-овых станций в различных ландшафтных зонах (табл. 2.12), выявил специфику формирования талого склонового стока в четырех природных зонах: 1) лесной;

2) лесостепной; 3) степной Европейской территории России (ЕТР); 4) степной зоне Сибири и Казахстана.

Эрозионным фактором рельефа называется совокупность свойств рельефа, непосредственно влияющих на процессы эрозии почв. Для сельскохозяйственных земель это крутизна, длина, форма и экспозиция склонов. Набор видов и способы измерения морфологических параметров склонов, необходимых для его оценки, зависят от типа эрозионного процесса (ливневой или талый), вида уравнения смыва, масштаба и цели эрозионного картографирования и способов вычисления. При этом количественная оценка рельефа характеризуется наибольшей территориальной изменчивостью среди других факторов эрозии.

Обычно фактор рельефа в эмпирических уравнениях представляют в виде:

$$P_{\text{ЭПР}} = L_{\text{скл}}^p I_{\text{скл}}^m, \quad (2.68)$$

где $L_{\text{скл}}$ — длина склона; $I_{\text{скл}}$ — уклон; p, m — показатели степени при длине склона и уклоне.

Известно много различных уравнений для вычисления факторов длины и крутизны склона, полученных путем статистической обработки экспериментальных и натуральных данных о смыве. Согласно данным Г.И. Швевса [1974] показатели степени при длине и крутизне склона изменяются в широких пределах. Так, m изменяется от 0,7 до 2, причем меньшие его значения относятся к данным с площадок, покрытых растительностью, или к почвам с высокой противозерозионной устойчивостью. Однако данные Индийской службы охраны почв [Singh, Baby et al., 1981] показали, что на площадках без растительности и при малых уклонах (первые проценты) показатель степени при уклоне равен 0,59, т.е. меньше, чем на площадках с растительным покровом [Швевс, 1974]. Авторы последнего варианта универсального уравнения эрозии [Wischmeier, Smith, 1978] вообще отказались от степенной зависимости для описания влияния уклона на смыв. В переработанном издании уравнения [Renard et al., 1997] фактор уклона пропорционален синусу угла наклона, т.е. показатель степени при уклоне равен единице, а коэффициент пропорциональности зависит от крутизны склона. В модели В.Д. Иванова и М.И. Лопырева [1979] показатель степени при уклоне также принят равным единице.

Таблица 2.12

**Коэффициент склонового стока на зяби в период снеготаяния
(по [Водогрецкий, 1979])**

Гранулометрический состав почвы	Уклон, %										
	0,5	1	2	3	4	5	6	8	10	15	20
Лесная зона											
Супесь	—	0,04	0,08	0,12	0,16	0,19	0,22	0,28	0,33	0,46	—
Суглинки и глины	—	0,10	0,17	0,24	0,30	0,34	0,38	0,44	0,50	0,60	0,67
Лесостепная зона											
Супесь	—	0,04	0,07	0,10	0,14	0,17	0,22	0,27	0,36	—	—
Суглинки и глины	—	0,08	0,14	0,19	0,24	0,28	0,32	0,40	0,46	0,60	0,71

Гранулометрический состав почвы	Уклон, %										
	0,5	1	2	3	4	5	6	8	10	15	20
Степная зона ЕТР											
Супесь	—	0,03	0,06	0,09	0,13	0,16	0,19	0,22	—	—	—
Суглинки и глины	—	0,08	0,13	0,17	0,20	0,23	0,25	0,30	0,34	0,43	0,50
Степная зона Сибири и Казахстана											
Супесь	0,04	0,07	0,11	0,17	0,19	0,21	0,30	—	—	—	—
Суглинки и глины	0,05	0,07	0,18	0,21	0,25	0,28	0,33	—	—	—	—

В широком диапазоне изменяется и показатель степени p при длине склона. Большинство экспериментально полученных значений p укладывается в интервал 0,35–0,60 [Швебс, 1974]. Во втором издании руководства по универсальному уравнению эрозии [Wischmeier, Smith, 1978] показатель степени при длине дифференцирован по уклонам: он равен 0,5 при уклонах более 5%, 0,2 при уклонах менее 2%, в остальных случаях имеет промежуточные значения. В последнем существенном образом переработанном издании руководства [Wischmeier, Smith, 1978] p рассматривается как функция отношения межручейкового смыва к ручейковому. В итоге показатель степени при длине склона стал изменяться от нескольких сотых на пологих склонах до 0,8 и более на крутых. Если преобладает ручейковый смыв, показатели степени при длине выше, чем в случае преобладания межручейкового смыва. В модели В.Д. Иванова и М.И. Лопырева [1979] показатель степени при длине принят равным единице для всего диапазона условий. Однако столь высокие значения показателя степени при длине склона не подтверждаются данными наблюдений за эрозией, вызываемой стоком ливневых вод. Так, по данным стоковых площадок на Лессовом плато в Китае [Zhongshan, Xiuung, 1988] при очень высоком смыве на склонах крутизной 22° средняя величина p не превышает 0,52. При малых уклонах (0,5–1,5%) показатель степени p может принимать отрицательные значения на склонах длиной до 150 м [Schwertman et al., 1990], т.е. интенсивность смыва с увеличением длины склона уменьшается. Причем при смыве, вызванном стоком талых вод, показатель степени при длине для верхней части склона в интервале 50–200 м может достигать 4 [Ларионов, 1993].

Таким образом, хотя для определения фактора рельефа предложено много различных уравнений, ни одно из них не охватывает всего многообразия связей между смывом и параметрами склона, а некоторые противоречат данным наблюдений. Кроме того, ни одно из них не учитывает влияния концентрации или рассеивания поверхностного стока на смыв почвы соответственно на сходящихся (конвергентных) и расходящихся (дивергентных) склонах, на что впервые обратил внимание Б.В. Поляков [1946а].

Согласно посылам, заложенным в гидрофизическую модель эрозии, показатели степени при уклоне могут быть как значительно меньше единицы, так и значительно больше, что зависит от отношения скорости склонового потока v к его пороговой величине v_0 . Если на подавляющей части склона соотношение скоростей отвечает условиям $v/v_0 < 0,5$, $0,5 \geq v/v_0 \leq 1,5$ или $v/v_0 > 1,5$, то показатель степени при уклоне соответственно существенно меньше единицы, значительно больше

единицы или равен единице. Показатель степени при длине склона изменяется с длиной склона и зависит от истираемости почвенных агрегатов. Таким образом, следствия, вытекающие из гидрофизической модели эрозии, не противоречат фактическим данным и позволяют объяснить большую часть экспериментальных и натуральных данных по смыву почвы. В связи с этим ее целесообразно использовать для разработки нового эмпирического уравнения фактора рельефа для статистических моделей эрозии, однако при этом следует иметь в виду эродирующую способность дождевых капель в процессе отрыва частиц почвы на пологих склонах и влияние на нее глубины потока.

Оценка эрозионного потенциала рельефа производится по статистическим моделям эрозии, основывающимся на данных стоковых площадок. Площадки определенной длины и крутизны принимаются в качестве стандарта, для которого значение фактора уклона и длины склона приравнивается к единице. В универсальном уравнении эрозии и в последующих его модификациях уклон стандартной площадки равен 9%, длина — 22,13 м. Близки по этим параметрам и стандартные площадки в Индии, Румынии, Болгарии и Китае. В Китае, например, за стандарт крутизны принят уклон в 10°. Поэтому данными значениями параметров можно воспользоваться в качестве стандартных.

Для определения интенсивности ливневого смыва на любом участке (отрезке) склона влияние уклона и длины склона вычисляется по формуле Г.А. Ларионова [1993]:

$$P_{\text{ЭПР}_k} = P_{L_k} - P_{L_{(k-1)}} = L_{\text{ф.скл}} \cdot S_I, \quad (2.69)$$

где $P_{\text{ЭПР}_k}$ — величина фактора рельефа для k -го равновеликого отрезка склона длиной L , обычно она составляет 100–125 м (нумерация от водораздела); P_{L_k} и $P_{L_{k-1}}$ — факторы рельефа для всего склона в k и $(k - 1)$ отрезках; $L_{\text{ф.скл}}$ и S_I — фактор длины и фактор уклона k -го отрезка склона.

Уравнение показателя степени при длине в факторе длины склона выводится по данным стоковых площадок Индии [Singh et al., 1981], Китая [Zhongshan, Xiuung, 1988; Liu et al., 1994] и Вьетнама [Нгуен Куанг Ми, 1995] с учетом следствий, вытекающих из гидрофизического подхода к описанию процессов эрозии [Ларионов, Добровольская и др., 2005]. Показатель степени p при длине склона $L_{\text{скл}}$ на k -м отрезке склона определяется по зависимости

$$p = -2,1e^{-0,034 \left[\frac{\left(\frac{L_k}{22,13} \right)^2}{\sin \alpha_k} \right]} + 0,7e^{-1,5 \left\{ \left[\left(\frac{L_k}{22,13} \right) \left(\frac{\sin \alpha_k}{\sin 9\%} \right) \right]^{0,333} - 2,2 \right\}^2}, \quad (2.70)$$

где α_k — уклон на k -м отрезке склона, %.

Первый член уравнения (2.70) дает отрицательные значения показателя степени при длине склона и основан на данных стоковых площадок с очень малыми уклонами [Singh, Baby et al., 1981]. Максимальное значение показателя степени при длине может достигать 0,7, что заложено в уравнение, поскольку это соответствует предельному значению показателя степени при длине склона (на отрезке 20–40 м), вычисленному по данным стоковых площадок [Liu, Neering et al., 1994]. Связь между расчетными и фактическими значениями показателя степени при длине склона приведена на рис. 2.14 (коэффициент корреляции — 0,90, средняя относительная ошибка — 60,2%, максимальная — 263,0%).

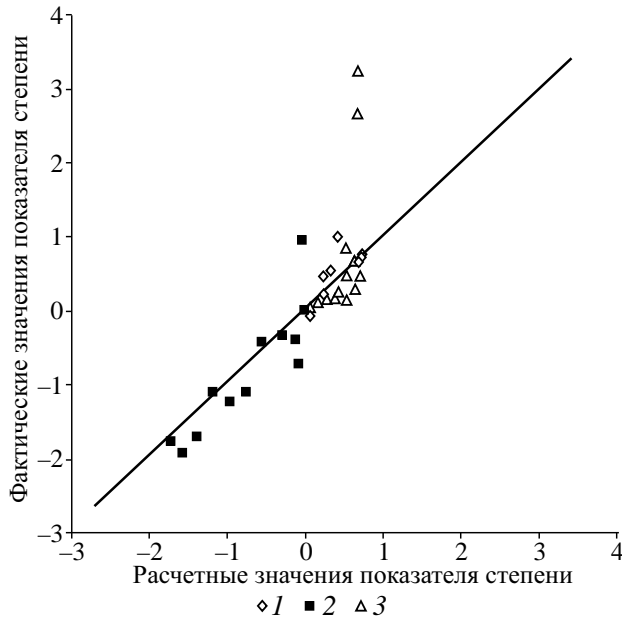


Рис. 2.14. Сопоставление расчетных и фактических значений показателя степени p при длине склона $L_{\text{скл}}$ (по данным: 1 — Zhongshan, Xiuung [1988]; 2 — Singh, Baby et al. [1981]; 3 — Нгуен Куанг Ми [1995])

Исходными материалами для составления уравнения фактора уклона S_{I_k} послужили данные К. Мерффри [Murphree, Mutchler, 1981] и Индийской службы охраны почв для области малых уклонов [Singh, Baby et al., 1981], а для области больших уклонов — результаты наблюдений на стоковых площадках Китая [Zhongshan, Xiuung, 1988; Liu, Nearing et al., 1994] и Вьетнама [Нгуен Куанг Ми, 1995], где исследования проводились преимущественно на крутых склонах (до $28,7^\circ$). Уравнение имеет следующий вид:

$$S_{I_k} = 19,79 \sin \alpha_k \left[\frac{0,5}{1 + 10^{4,23 - 3,5[(\sin \alpha_k / \sin 9\%) (l_k / 22,13)]^{0,333}}} + 0,5 \right] + 0,03. \quad (2.71)$$

Свободный член уравнения принят равным 0,03, как и в универсальном уравнении эрозии. Связь между расчетными и фактическими значениями фактора уклона показана на рис. 2.15 (коэффициент корреляции — 0,932, средняя относительная ошибка — 28,9%, максимальная — 129,4%). Коэффициент пропорциональности, равный 19,79, оказался ближе всего к полученному нами результату (18,62) [Ларионов, 1993], больше, чем в переработанном универсальном уравнении эрозии (16,8), но меньше, чем коэффициент (21,91), полученный с помощью приемов обычной статистической обработки данных по китайским площадкам [Zhongshan, Xiuung, 1988; Liu, Nearing et al., 1994]. Максимальное значение первого слагаемого в квадратных скобках должно равняться 1 при уклоне более 9% и длине более 22,13 м и приближаться к нулю при малых значениях уклонов и (или) малой длине склона, так как при скоростях, меньших пороговых, поток не в состоянии отрывать частицы почвы. Однако в этом случае в качестве агента, производящего эрозионную работу, выступают дождевые капли, поток лишь тран-

спортирует сорванные и взвешенные каплями дождя частицы. Поскольку согласно гидрофизической модели эрозии транспорт наносов описывается зависимостью такого же типа, что и отрыв частиц, но с другими коэффициентами и пороговыми значениями скорости потока [Ларионов, Краснов и др., 2006], для случая преобладания капельной эрозии использовано то же уравнение, что и для ручейковой эрозии. Согласно зависимости (2.70) дождевые капли производят основную работу по отрыву частиц на склонах до $4-5^\circ$ и длиной до 20 м; в то же время их работа примерно в 2 раза уступает работе потоков, если бы последние имели на склонах с этими параметрами скорости выше пороговых значений.

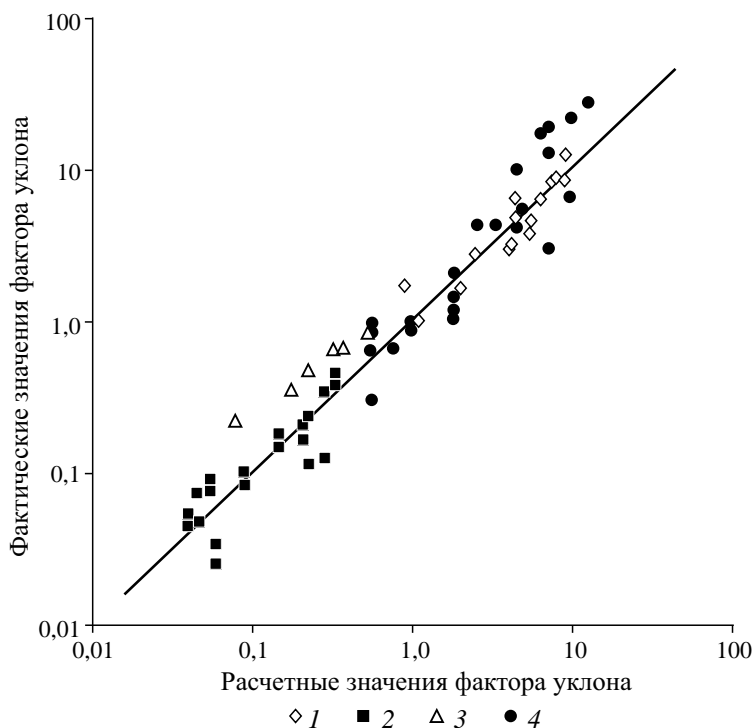


Рис. 2.15. Сопоставление расчетных и фактических значений фактора уклона (по данным: 1 — 1988 г.; 2 — 1981 г.; 3 — 1981 г.; 4 — 1995 г.)

В приведенных уравнениях фактора уклона (2.71) и показателя степени при длине склона (2.70) учтен вклад кинетической энергии дождей в развитие эрозионных процессов. При снеготаянии эрозия осуществляется обычно только за счет энергии потоков талой воды, поэтому эти уравнения не пригодны для эмпирических моделей смыва почвы от стока талых вод. В них должны быть внесены изменения, учитывающие это обстоятельство. В уравнении фактора уклона для талого смыва должно быть также учтено, что смыв начинается на некотором удалении от начала склона, где потоки талой воды приобретают скорости, достаточные для захвата и транспорта частиц оттаявшей почвы. Источником сведений, необходимых для составления уравнения фактора уклона при талом смыве, послужили материалы стоковых площадок Гидрометеослужбы СССР, в систематизиро-

ванном виде представлены Н.Н. Бобровицкой [1977] и в Инструкции по определению расчетных гидрологических характеристик... [1979].

Уравнение фактора уклона $S_{I_{\text{тал}}}$ для модели талого стока имеет вид

$$S_{I_{\text{тал}}} = 48,27 \frac{\sin \alpha_k}{1 + 10^{3,47-4,35[(\sin \alpha_k / \sin 5\%)(L_k / 50)]^{0,333}}}. \quad (2.72)$$

Коэффициент пропорциональности определен исходя из того, что стандартные площадки имели уклон 4–5% и длину 50 м [Бобровицкая, 1977], т.е. при уклоне 5% фактор крутизны склона равен 1. Коэффициенты в показателе степени блока логистического уравнения рассчитаны по данным об удалении начала ручейковых размывов от вершины склона и уклонах в области появления размывов. Соответствующие данные были сняты с карт ручейковой сети, сформировавшейся в период снеготаяния [Ажигиров, Голосов и др., 1987]. Если кубический корень из выражения в круглых скобках равен или более 1,26, то фактор уклона определяется только крутизной склона. В противном случае фактор уклона стремится к 0.

Уравнение фактора длины склона $L_{\text{ф.скл.тал}}$ основано на материалах расчета смыва по модели Государственного гидрологического института [Инструкция..., 1979] для трех типов ручьев [Ларионов, 1993]. Влияние длины склона на смыв при снеготаянии является сложной функцией эродируемости почвы, определяемой по номограмме Уишмейера — Джонсона — Кросса [Wischmeier et al., 1971], переведенной в метрическую систему, и слоя стока. Уравнение фактора длины склона имеет вид

$$L_{\text{ф.скл.тал}} = 100(lk)^{-1}(0, lk)^{A-Ce^{-0,12}}, \quad (2.73)$$

где $C = EH_{\text{скл}}^{R-M_3e^{-H_{\text{скл}}}}$; $H_{\text{скл}}$ — слой склонового стока, мм; k и l — соответственно порядковый номер, считая сверху, и длина равновеликого отрезка склона. Значения параметров определяются по следующим уравнениям:

$$I_{\text{скл}} = 4,935 - 1,106k_{\text{эп}}^{0,831};$$

$$T = 7,937 - 0,382k_{\text{эп}}^{2,276};$$

$$Z = 7,876 \cdot 10^{-2} k_{\text{эп}}^{0,976} - 0,3055;$$

$$E = 56,08k_{\text{эп}}^{1,454};$$

$$R = 6,18k_{\text{эп}}^{-0,046} - 5,774;$$

$$M_3 = 2477,728(k_{\text{эп}} - 0,456)^{-1,122},$$

где $k_{\text{эп}}$ — эродируемость почвы по номограмме Уишмейера — Джонсона — Кросса, т/га·год.

По уравнению (2.73) определяется фактор длины склона в приложении к k равновеликим отрезкам. Для k -го отрезка фактор длины склона определяется как разность между факторами длины склонов, состоящих из k и $(k - 1)$ равновеликих отрезков длиной l .

Для оценки *формы склонов* на качественном уровне необходимо использовать морфологическую классификацию склонов, основанную на характеристике формы склонов по изменению векторов составляющей силы тяжести (рис. 2.16), т.е. характеру взаиморасположения линий тока в плане и изменения уклонов [Литвин, 1983]. Как видно из рисунка, склоны по расположению линий тока разделяются на параллельные, радиальные и дуговые, а по изменению их крутизны — на прямые, т.е. с постоянной крутизной, выпуклые, крутизна которых увеличива-

ется к подножию, вогнутые с уменьшающейся к подножию крутизной и выпукло-вогнутые.

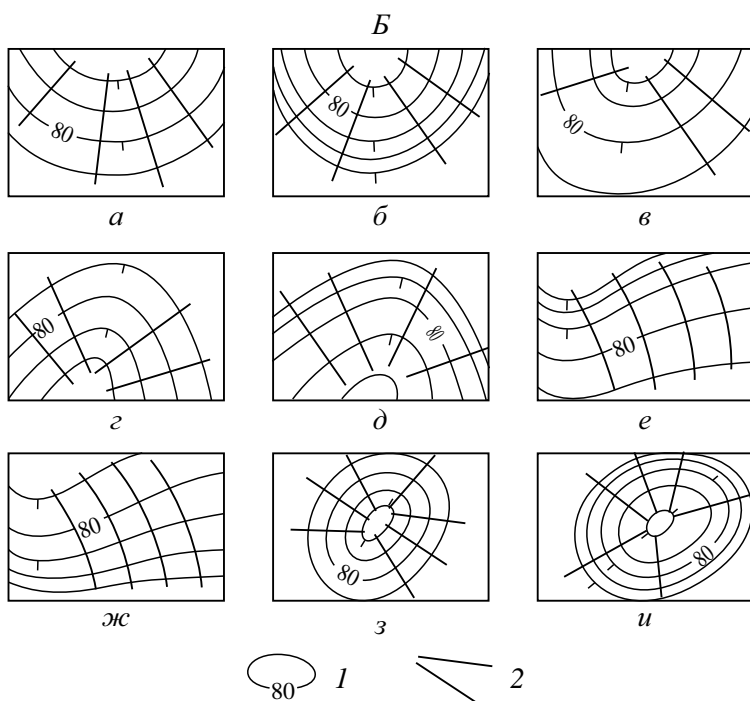
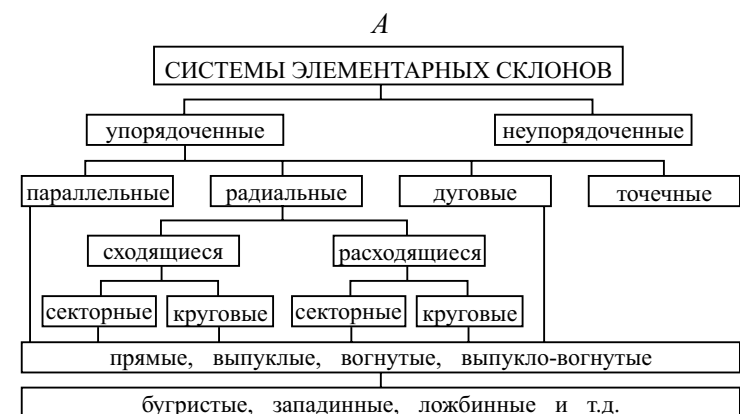


Рис. 2.16. Морфологическая классификация форм склонов (А) [Литвин, 1983] и отображение элементарных склонов на топографической карте (Б):

а — радиальных расходящихся секторных прямых; б — радиальных расходящихся секторных выпуклых; в — радиальных расходящихся секторных вогнутых; г — радиальных сходящихся секторных прямых; д — радиальных сходящихся секторных вогнутых; е — дуговых вогнутых; ж — дуговых выпуклых; з — радиальных расходящихся круговых прямых; и — радиальных расходящихся круговых выпуклых; 1 — горизонтали; 2 — линии тока

В принятой модели ливневого смыва влияние формы продольного профиля склона на смыв оценивается «автоматически», поскольку отражается в изменении уклонов отрезков склона.

Количественная оценка влияния поперечного профиля склона на процессы ливневого смыва разработана для радиальных склонов: сходящихся — «собирающих» и расходящихся — «рассеивающих». В природе радиальные склоны представлены склонами водосборных воронок в верховьях балок и ложбин, замыкающих частей местных водоразделов при слиянии рек, сочленении балок, лошин, а также склонами округлых возвышенностей и холмов.

Влияние собирающих (конвергентных) и рассеивающих (дивергентных) склонов на эрозию отмечалось еще С.С. Соболевым [1948]. Очевидно, сила влияния на смыв рассеивающих и собирающих склонов будет зависеть от степени конвергентности или дивергентности склона. Количественная оценка степени дивергентности или конвергентности $K_{\text{рад}}$ может быть выражена через кривизну горизонталей [Ларионов, 1993]:

$$K_{\text{рад}} = \frac{R_1 + R_2}{2R_2}, \quad (2.74)$$

где R_1 и R_2 — радиусы кривизны горизонталей в верхней и нижней частях отрезка склона соответственно. На расходящихся (дивергентных) склонах $K_{\text{рад}} < 1$, на конвергентных склонах $K_{\text{рад}} > 1$.

Если допустить, что в факторе длины склона находит отражение влияние концентрации стока на смыв, то количественная оценка роли дивергентности или конвергентности склона в процессах смыва должна учитываться в факторе длины склона. В первом приближении вероятно показатель степени при $K_{\text{рад}}$ должен иметь ту же величину, что и при длине склона. Тогда фактор длины для k -го отрезка склона $L_{\text{ф.скл}_k}$ запишется так:

$$L_{\text{ф.скл}_k} = \left(\frac{l}{l_0} \right)^p \left[K_{\text{рад}_k}^p k^{1+p} - K_{\text{рад}_{k-1}}^p (k-1)^{1+p} \right], \quad (2.75)$$

где l_0 — длина стандартной площадки, в данном случае — 22,13 м; $K_{\text{рад}_k}$ и $K_{\text{рад}_{k-1}}$ — коэффициенты конвергентности или дивергентности склона на k -м и предыдущем отрезках склона.

Экспозиция склона оценивается измерением азимута падения склона (направления линии тока).

В эмпирических моделях эрозии фактор уклона и фактор длины склона, как правило, рассматриваются как независимые и не связанные между собой параметры. Между тем эродирующая способность склоновых потоков является функцией как уклона, так и длины склона. Например, поток может иметь одинаковую эродирующую способность на отрезке крутого склона и на отрезке более пологого склона, если вышележащая часть склона длиннее, чем в первом случае. Известные уравнения этого обстоятельства не отражают, так как фактор уклона рассматривается как функция крутизны склона, а фактор длины склона как функция расстояния от вершины склона. В уравнении (2.71) этот блок увеличивает по сравнению с универсальным уравнением эрозии значение фактора уклона для склонов крутизной до 9%, если общая длина склона более 22,1 м, и, напротив, уменьшает величину фактора уклона для склонов крутизной более 9%, если длина склона менее 22,1 м. В уравнении (2.72) фактор уклона только на некотором удалении от начала склона приобретает значимую величину, которая зависит от расстояния от вершины склона и уклона в зоне зарождения струйчатых размывов. Для всего диапазона уклонов предложены единые уравнения для определения фактора

уклона, что выгодно отличает данный подход от переработанного универсального уравнения, где для этой цели используется несколько уравнений как для ливневого, так и для талого смыва.

Для показателя степени при длине склона предложено единое уравнение, учитывающее уменьшение интенсивности смыва с увеличением длины пологих склонов. Уравнение фактора длины склона при талом стоке, кроме соответствующих характеристик рельефа, включает фактор почв и слой стока.

Наконец, впервые предложена количественная оценка влияния степени конвергентности или дивергентности склона на смыв почвы.

Таким образом, предложенные зависимости для расчета эрозионного потенциала рельефа более полно по сравнению с другими отражают сущность основных процессов, протекающих при смыве почвы дождями и талыми водами. Вместе с тем набор процессов, сопровождающих эрозию, настолько разнообразен, что в эмпирической (статистической) модели, даже усложненной многими нелинейными зависимостями, невозможно отразить все прямые и обратные связи между смывом и основными параметрами рельефа — длиной и крутизной склона. Поэтому нельзя рассчитывать на адекватное отражение влияния рельефа на эрозию предложенными зависимостями во всех без исключения случаях. При большом отклонении от средних значений любого из факторов эрозии (почва, гидрология, рельеф и др.) возможны существенные расхождения между расчетными и фактическими значениями смыва.

За меру *эродированности почвы* $k_{эп}$ принимается количество почвы, смытой с 1 га в условиях эталонной площадки, т.е. пара, при вспашке вдоль склона, отнесенное к величине эрозионного потенциала осадков (ЭПО) за период наблюдений. Она имеет размерность т/га/ед.ЭПО, и определяется по формуле:

$$k_{эп} = \{16,67 \cdot 10^{-6} [f(100 - e)]^{1,14} (12 - a) + 0,25(b - 2) + 0,193(4 - z)\}s, \quad (2.76)$$

где f — содержание фракции 0,1–0,001 мм, %; e — содержание фракции < 0,001 мм, %; a — содержание гумуса, %; b — класс структуры почвы; z — класс водопроницаемости почвы; s — коэффициент снижения эродированности за счет каменистости и щебнистости почвы.

Данные о содержании фракций, входящие в формулу (2.76), определяются по гранулометрическому составу почвы. Однако согласно классификации Н.А. Качинского [1965] частицы размером от 0,1 до 0,05 мм входят во фракцию 0,25–0,05 мм, вследствие чего возникает необходимость выделения в этой фракции доли частиц размером 0,1–0,05 мм. В качестве придержки для определения доли частиц размером 0,1–0,05 мм во фракции 0,25–0,05 мм можно использовать данные табл. 2.13.

Таблица 2.13

Доля частиц размером 0,1–0,05 мм во фракции 0,25–0,05 мм

Почвообразующая порода	Гранулометрический состав	Содержание частиц 0,1–0,05 мм
Покровные отложения	Суглинки	0,90
	Супеси	0,80
Морена	Суглинки	0,80
	Супеси	0,45
Лессовидные отложения	Суглинки	0,95
Пески (различного генезиса)	—	0,45

Таким образом, процентное содержание частиц (f) размером 0,1–0,001 мм по данным гранулометрического анализа по Н.А. Качинскому [1965] определяется как сумма фракций 0,005–0,001; 0,01–0,005; 0,05–0,01 и 0,25–0,05 мм, процентное содержание которой умножено на долю частиц 0,1–0,05 мм, содержащихся в ней согласно табл. 2.13.

Класс структуры почвы b определяется по шкале структурного состояния почв из Общесоюзной инструкции... [1973] (табл. 2.14).

Таблица 2.14

Оценка структурного состояния почвы

Структурное состояние почвы	Содержание агрегатов размером 0,25–1,0 мм, %		Класс структуры b
	воздушно-сухих	водопрочных	
Хорошее	> 60	> 55	1
Удовлетворительное	60–40	55–40	2
Неудовлетворительное	40–20	40–20	3
Плохое	< 20	< 20	4

При отсутствии данных о содержании агрегатов 0,25–1,0 мм можно отнести почвы к тому или иному классу на основании их генетической принадлежности и гранулометрического состава (табл. 2.15).

Таблица 2.15

Оценка класса (b) структурного состояния основных типов почв различного гранулометрического состава [Общесоюзная инструкция..., 1973]

Почвы	Гранулометрический состав почв			
	глинистые и тяжело-суглинистые	средне- и легко-суглинистые	супесчаные	песчаные
Черноземы выщелоченные, типичные и обыкновенные	1	2	—	—
Черноземы оподзоленные, южные; темно-серые и серые лесные; темно-каштановые	2	3	4	4
Светло-серые лесные; каштановые и светло-каштановые	3	3	4	4

Для оценки класса водопроницаемости почв (z) используется классификация Н.А. Качинского [1965] (табл. 2.16) либо (при отсутствии данных по скорости впитывания воды почвами) табл. 2.17.

Таблица 2.16

Классификация водопроницаемости почв по Н.А. Качинскому [1965] и классы водопроницаемости z

Оценка водопроницаемости	Скорость впитывания, мм/ч	Класс
Неудовлетворительная	< 30	1
Удовлетворительная	30–70	2
Хорошая	70–100	3

Окончание табл. 2.16

Оценка водопроницаемости	Скорость впитывания, мм/ч	Класс
Наилучшая	100–500	4
Излишне высокая	500–1000	5
Провальная	> 1000	6

Таблица 2.17

**Оценка класса водопроницаемости z основных типов и подтипов почв
[Общесоюзная инструкция..., 1973]**

Почвы	Гранулометрический состав почв				
	глинистые и тяжело- суглини- стые	средне- и легко- суглини- стые	супес- чаные	песчаные	пески
Черноземы выщелоченные, типичные, обыкновенные на лессовидных суглинках	4	4	—	—	—
Черноземы южные; темно-серые лесные, темно-каштановые на лессовидных суглинках	3	4	—	—	—
Серые лесные; каштановые на покровных и лессовидных суглинках	2	3	4	—	—
Дерново-подзолистые и светло-серые лесные на моренных отложениях	1	2	3	4	—
Дерново-подзолистые и светло-серые лесные на покровных отложениях	3	3	4	—	—
Супесчаные, перестилаемые песками и галечниками	—	—	5	—	—
Пески и песчаные почвы, подстилаемые крупнозернистыми песками и галечниками	—	—	—	6	6

Коэффициент снижения эродлируемости, обусловленный каменистостью почвы s , определяется по табл. 2.18, приведенной в *Общесоюзной инструкции...* [1973].

Таблица 2.18

Оценка каменистости почв и коэффициента снижения эродлируемости s

Степень каменистости почв	Покрываемость камнями, %	Коэффициент снижения эродлируемости
Некаменистые	< 5	1,0
Слабокаменистые	5–10	0,87
Среднекаменистые	10–20	0,74
Сильнокаменистые	20–40	0,52
Очень сильнокаменистые	> 40	0,28

Оценка эродированности должна быть проведена для всех почвенных разностей, отображенных на крупномасштабной почвенной карте. Каждой почве присваиваются номер (индекс), название и все данные: содержание гумуса, класс структуры, класс водопроницаемости, коэффициент снижения эродированности каменистостью, гранулометрический состав, отражающие ее эрозионную устойчивость, которые заносятся в соответствующую форму, куда включается еще и величина нормативного смыва.

Почвозащитная способность культурной растительности определяется комплексом факторов, среди которых важнейшие — биологические особенности самой культуры, технология ее возделывания и характер внутригодового распределения эрозионного индекса осадков. Реальная почвозащитная способность полевой культуры может быть рассчитана по зависимости

$$C_{\text{ф.агр.д}} = \sum_{i=1}^{i=6} c_{\text{ф.агр.и}} P_{\text{мн.тр}} (\text{ЭПО})_i, \quad (2.77)$$

где $C_{\text{ф.агр.д}}$ — эрозионный индекс культуры при дождевом стоке (включая время пребывания поля с пожнивными остатками и период без растительного покрова — от основной обработки почвы до предпосевной); $c_{\text{ф.агр.и}}$ — частный эрозионный индекс культуры и агрофонов за периоды, в продолжение которых он принимается постоянным; $(\text{ЭПО})_i$ — эрозионный индекс осадков, приходящийся на соответствующий период (в долях от среднееголетнего), в продолжение которого частные эрозионные индексы культуры и агрофонов принимаются постоянными; $P_{\text{мн.тр}}$ — коэффициент последствия многолетних трав.

Частный эрозионный индекс $c_{\text{ф.агр.и}}$ представляет собой отношение смыва с поля за период, в продолжение которого почвозащитные свойства культуры или агрофона рассматривались как неизменные, к смыву с парового поля за тот же период времени.

Полевые культуры, исходя из их биологии и особенностей возделывания, разделяются на следующие группы: 1) густопокровные (озимые и яровые зерновые, зернобобовые культуры, однолетние травы); 2) пропашные высокостебельные (кукуруза, подсолнечник); 3) пропашные низкостебельные (картофель, свекла); 4) многолетние травы (второй — третий годы пользования). Предусмотрена также оценка при возделывании культур по отвальной и плоскорезной обработке почвы.

Теплая часть года разделена на шесть периодов. Начало и конец периодов без растительного покрова вообще (отвальная обработка почвы) или с частично сохранившимися пожнивными остатками (плоскорезная обработка) определяются сроками основной и предпосевной обработки почвы. Начало и конец периодов с растительным покровом связаны с достижением культурой определенного проективного покрытия и со средней датой уборки (табл. 2.19).

Таблица 2.19

Деление теплой части года на периоды с постоянной величиной частных эрозионных индексов посевов

№ периода	Начало периода	Конец периода
1	Основная обработка почвы	Предпосевная обработка
2	Сев	Достижение всходами 10% проективного покрытия
3	Конец второго периода	Достижение посевами 50% проективного покрытия

№ периода	Начало периода	Конец периода
4	Конец третьего периода	Достижение посевами 80% проективного покрытия
5	Конец четвертого периода	Уборка
6	Конец пятого периода	Основная обработка почвы

Значения частных эрозионных индексов $c_{ф.агр}$, для различных групп культур приведены в табл. 2.20. Для большинства культур частные эрозионные индексы приведены с учетом урожайности, которая тесно связана с общей биомассой и, следовательно, с почвозащитной эффективностью.

Таблица 2.20

Частные эрозионные индексы полевых культур по периодам и сопутствующих агрофонов $c_{ф.агр}$

Культуры или группы культур, агротехника	Урожайность, ц/га	Периоды					
		1	2	3	4	5	6
		Проективное покрытие по периодам, %					
		—	0–10	10–50	50–80	> 80	—
Густопокровные							
Отвальная вспашка	< 15	0,65	0,79	0,70	0,38	0,10	0,20
	15–20	0,60	0,76	0,66	0,36	0,09	0,20
	20–30	0,51	0,71	0,62	0,33	0,08	0,20
	> 30	0,47	0,66	0,58	0,31	0,07	0,20
Плоскорезная обработка по стерне густопокровных культур	< 15	0,33	0,38	0,30	0,20	0,07	0,15
	15–20	0,30	0,34	0,28	0,22	0,07	0,15
	20–30	0,27	0,32	0,25	0,20	0,06	0,15
	> 30	0,25	0,30	0,24	0,18	0,05	0,15
То же по пожнивным остаткам пропашных (кроме сахарной свеклы и картофеля)	< 15	0,52	0,57	0,35	0,23	0,07	0,20
	15–20	0,49	0,54	0,33	0,22	0,07	0,20
	20–30	0,47	0,52	0,30	0,20	0,06	0,20
	> 30	0,45	0,50	0,29	0,18	0,05	0,20
Пропашные высокостебельные							
Отвальная вспашка	Низкая	0,79	0,86	0,73	0,52	0,35	0,60
	Средняя	0,77	0,83	0,71	0,50	0,27	0,45
	Высокая	0,76	0,82	0,70	0,49	0,23	0,40
Плоскорезная обработка по стерне густопокровных культур	Низкая	0,30	0,35	0,33	0,30	0,30	0,50
	Средняя	0,27	0,32	0,30	0,27	0,25	0,40
	Высокая	0,25	0,30	0,28	0,25	0,22	0,35

Культуры или группы культур, агротехника	Урожай- ность, ц/га	Периоды					
		1	2	3	4	5	6
		Проективное покрытие по периодам, %					
		—	0–10	10–50	50–80	> 80	—
Пропашные низкостебельные							
Сахарная свекла и другие неокучиваемые Культуры	Средняя	0,77	0,83	0,76	0,63	0,40	0,60
Картофель, посадка вдоль склона	Средняя	0,77	0,83	0,66	0,46	0,26	0,60
Картофель, посадка поперек склона, окучивание при 80% сомкнутости	Средняя	0,77	0,83	0,66	0,20	0,13	0,60
Многолетние травы (2–3-го года пользования)							
Бобово-злаковые смеси	< 25	0	0	0	0,01	0,01	0,01
	> 25	0	0	0	0,006	0,006	0,006
Клевер	< 20	0	0	0	0,02	0,02	0,02
Люцерна	< 20	0	0	0	0,025	0,025	0,025

На паровых полях податливость почвы эрозии также не остается постоянной. По мере проведения обработок черного пара комковатость верхнего слоя почвы понижается, а податливость почвы эрозии соответственно повышается. На паровых полях с плоскорезной обработкой почвы повторными обработками снижается количество пожнивных остатков, что связано как с их естественным разложением, так и с заделыванием в почву при культивациях. Частные эрозионные индексы пара $c_{ф.агр\ пар}$ приведены в табл. 2.21.

Таблица 2.21

Частные эрозионные индексы пара $c_{ф.агр\ пар}$

Обработки почвы, предшественники пара	Урожай- ность	Порядковый номер обработки после основной				
		1	2	3	4	5
Отвальная						
Густопокровные	Средняя	0,55	0,60	0,70	0,80	0,90
Пропашные	Средняя	0,68	0,72	0,80	0,85	0,90
Плоскорезная						
Густопокровные	Низкая	0,35	0,55	0,62	0,70	0,73
	Средняя	0,33	0,53	0,60	0,67	0,72
	Высокая	0,30	0,50	0,57	0,65	0,70
Пропашные	Низкая	0,68	0,72	0,80	0,85	0,90
	Средняя	0,65	0,69	0,74	0,79	0,84
	Высокая	0,60	0,64	0,71	0,76	0,80

Для вычисления годового значения эрозионного индекса культуры по формуле (2.77) необходимо установить даты начала и окончания всех шести периодов (если после уборки сразу следует основная обработка почвы, то шестой период выпадает). Средние даты сева, уборки и наступления некоторых фаз развития культур, которые соответствуют определенному проективному покрытию, берутся из агроклиматических справочников. Для определения средних дат достижения культурами проективного покрытия 10, 50 и 80% можно пользоваться табл. 2.22.

Таблица 2.22

Фазы развития некоторых культур, которым соответствует 10-, 50- и 80-процентное проективное покрытие

Культуры	Проективное покрытие в различные фазы развития культур, %		
	10	50	80
Зерновые сплошного сева, однолетние травы	3–4-й лист	Кущение, рост стебля	Цветение
Лубяные	3-й лист	Фаза «елочки», начало роста стебля	Бутонизация-цветение
Кукуруза	3-й лист	7-й лист	Выметывание метелки, цветение
Подсолнечник	3-й лист	Образование и начало роста стебля	Цветение корзинки

При установлении продолжительности четвертого периода следует иметь в виду, что для озимых он начинается осенью и завершается весной следующего года, так же как шестой период в случае весенней вспашки или первый период при ранней зяби.

Почвоулучшающее влияние многолетних трав сохраняется в течение 2–3 лет после перепашки пласта, соответственно понижается податливость почвы к размыву. Это обстоятельство учитывается коэффициентом *последствия многолетних трав*. Для посевов по пласту многолетних трав он принимается равным 0,55, а для оборота пласта — 0,83.

Эрозионный индекс севооборота определяется как средняя величина эрозионных индексов отдельных полей (культур), составляющих севооборот, или при неравенстве площади полей как средневзвешенная с учетом доли (%) каждой культуры.

Эрозионный индекс полевых культур и агрофонов при снеготаянии $C_{ф.агр.нар}$ дифференцируется по почвам (табл. 2.23). $C_{ф.агр.нар}$ для севооборота вычисляется как средняя из эрозионных индексов агрофонов всех полей с учетом их площади. Следует учесть, что в период снеготаяния состояние полей не столь разнообразно, как в теплую часть года, и остается неизменным на время схода снежного покрова.

Таблица 2.23

Эрозионные индексы $C_{ф.агр.нар}$ культур и агрофонов в период снеготаяния

Культуры, агрофон	Почвы	Эрозионный индекс
Зябь отвальная	—	1,0
Озимые	—	0,5
Многолетние травы	—	0,01–0,1

Культуры, агрофон	Почвы	Эрозионный индекс
Пожнивные остатки пропашных	—	0,7
Стерня колосовых, плоскорезная зябь со стерней колосовых (по [Барабанов, 1993])	Серые и темно-серые лесные (ЕТР)	0,1
	Черноземы (Центрально-Черноземная область — ЦЧО)	0,25
	Обыкновенный чернозем (Поволжье)	0,65
	Южный чернозем (Поволжье)	0,80
	Каштановые (Поволжье)	0,85
	Светло-каштановые (Поволжье)	0,80
	Темно-серые лесные и черноземы (Западная Сибирь)	0,30–0,45

Эрозионные индексы растительности естественных кормовых угодий определяются по тем же моделям, что и земледельческая эрозия. Однако они отличаются по величине и менее изменчивы в теплый период. Эрозионный индекс определяют, исходя из характеристик самой травянистой растительности и проективного покрытия мхом, опадом и т.д. (табл. 2.24).

Таблица 2.24

**Эрозионный индекс растительности естественных кормовых угодий
(по [Wischmeier, Smith, 1978])**

Характеристики растительного покрова			Проективное покрытие, %					
Высота травостоя	Проективное покрытие, %	Преобладающий вид трав*	0	20	40	60	80	>95
Низкорослый	—	З	0,45	0,20	0,10	0,042	0,013	0,003
Стелющийся	—	Р	0,45	0,24	0,15	0,091	0,043	0,011
Высота >15 см	25	З	0,36	0,17	0,09	0,038	0,013	0,003
	25	Р	0,36	0,20	0,13	0,083	0,041	0,011
	50	З	0,26	0,13	0,07	0,035	0,012	0,003
	50	Р	0,26	0,16	0,11	0,076	0,039	0,011
	75	З	0,17	0,10	0,06	0,038	0,011	0,003
	75	Р	0,17	0,12	0,09	0,068	0,038	0,011

* З — злаки, Р — разнотравье.

При проективном покрытии более 70–80% смыв отсутствует.

2.1.8. СТОХАСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭРОЗИИ ПОЧВ (STOSEM)¹

Скорость эрозии почвы E — средняя (за период времени T) скорость снижения средней (на некоторой площади) вертикальной отметки поверхности Z_0 :

¹ Данный раздел не является подведением итогов изложенного анализа существующих и разработки новых моделей эрозии почв, он представляет собой авторский (А.Ю. Сидорчука) подход к оценке проблемы (примечание главного редактора Р.С. Чалова).

$$E = \frac{\Delta Z_0}{T}. \quad (2.78)$$

Если аккумуляция наносов отсутствует, то скорость эрозии равна средней скорости отрыва частиц (агрегатов) почвы (*particle detachment rate*). Скорость эрозии можно также представить как некий объем грунта W_3 , вынесенный с площади S за время T :

$$E = \frac{W_3}{ST}. \quad (2.79)$$

Объем выноса W_3 — это сумма объемов отдельных смытых частиц (агрегатов) почвы W_{a_i} с поправкой на межагрегатную пористость почвы ε :

$$W_3 = \frac{1}{(1 - \varepsilon)} \sum_{i=1}^m W_{a_i}. \quad (2.80)$$

Каждый i -й компонент суммы (2.80) можно умножить и разделить на произведение проективной площади i -й частицы почвы s_i на время, необходимое для ее отрыва t_i . Тогда

$$E = \frac{1}{(1 - \varepsilon)} \sum_{i=1}^m \frac{W_{a_i}}{s_i t_i} \frac{s_i t_i}{ST}. \quad (2.81)$$

где отношение $\frac{W_{a_i}}{s_i t_i} = \alpha_i$ представляет собой скорость отрыва i -й частицы почвы (в общем случае, включая нулевые значения). При этом предполагается, что отрыв (нарушение всех связей с другими частицами) осуществляется при смещении i -й частицы на расстояние, близкое ее высоте (диаметру) $d_i = \frac{W_{a_i}}{s_i}$. Отношение $\frac{s_i t_i}{ST}$ можно рассматривать как пространственно-временную плотность вероятности отрыва этой частицы. Таким образом, формула (2.81) выражает ранее высказанное положение: скорость эрозии равна средней (в пространстве S и во времени T) скорости отрыва частиц (агрегатов) почвы v . Эту формулу можно записать в виде, принятом в теории вероятности:

$$E = \frac{1}{(1 - \varepsilon)} \int_{v \geq 0} \alpha p_v dv, \quad (2.82)$$

где p_v представляет собой пространственно-временную функцию плотности распределения вероятности (ПРВ) для v [Sidorchuk et al., 2006].

Выражение (2.80) можно представить в несколько ином виде, заранее выделяя из пространственно-временного континуума ST его неустойчивую часть $S_u T_u$, состоящую из частиц почвы, которые будут смыты с площадки S за время T :

$$E = \frac{1}{(1 - \varepsilon)} \frac{S_u T_u}{ST} \sum_{i=1}^m \frac{W_{a_i}}{s_i t_i} \frac{s_i t_i}{S_u T_u}. \quad (2.83)$$

Отношение $S_u T_u / ST$ можно интерпретировать как вероятность дестабилизации частиц почвы при эрозии или как концентрацию C_Δ нестабильных частиц в поверхностном слое размываемой почвы:

$$\frac{S_u T_u}{ST} = C_\Delta = \int_{\alpha > 0} p_v dv. \quad (2.84)$$

Как и в формуле (2.81), отношение $\frac{W_{a_i}}{s_i t_i}$ представляет собой скорость отрыва v_i i -й частицы почвы. Отношение $\frac{s_i t_i}{S_u T_u}$ является плотностью условной вероятности отрыва только неустойчивых частиц $p_{p_v} dv$, для которых $v_i > 0$. Тогда сумма в формуле (2.83) интерпретируется как средняя скорость отрыва только неустойчивых частиц U_\uparrow :

$$\sum_{i=1}^m \frac{W_{a_i}}{s_i t_i} \frac{s_i t_i}{S_u T_u} = U_\uparrow = \int_{v > 0} v p_{p_v} dv; \quad \int_{v > 0} p_{p_v} dv = 1. \quad (2.85)$$

Скорость эрозии в этих выражениях представляет собой произведение концентрации нестабильных частиц в поверхностном слое на среднюю скорость их отрыва:

$$E = \frac{1}{(1 - \epsilon)} C_\Delta U_\uparrow = \frac{1}{(1 - \epsilon)} \int_{v > 0} p_v dv \int_{v > 0} v p_{p_v} dv. \quad (2.86)$$

Такая формула ближе к традиционным методам вычисления расхода наносов, компонентом которого и является эрозия [Сидорчук, 2001; Sidorchuk, 2001; Sidorchuk et al., 2004; Sidorchuk 2005a, b].

Формулы (2.82) и (2.83) математически эквивалентны и могут заменять друг друга исходя из удобств вычислений. В обеих формулах центральными являются скорость отрыва частиц почвы v и вероятность такого отрыва $p_v dv$. Эти переменные поддаются теоретическому определению, что и дает возможности для создания модели эрозии почв нового типа.

Важным является вопрос о величине пространственно-временного континуума ST , в пределах которого может функционировать модель. Во-первых, его объем ограничен слоем поверхности почвы мощностью в одну частицу, так как не предусматривается ситуация, когда на протяжении времени T с одной элементарной площади s_i были смыты последовательно несколько частиц. Поэтому время T определяется устойчивостью почвы к размыву и спектром мощности скоростей размывающего потока. Однако оно не должно быть меньше величины, достаточной для формирования устойчивой кривой распределения скоростей потока, т.е. минимум $\sim 100\text{--}300$ с. То же касается величины площади осреднения S : она должна быть достаточной для обеспечения репрезентативной кривой распределения механических характеристик размываемой почвы (т.е. минимум $\sim 0,01$ м²).

При малых скоростях эрозии, которые рассматриваются в этой модели, отрыв частиц происходит в поверхностном слое связной почвы. Этот отрыв локальный и дискретный: поверхность почвы понижается в пункте отрыва частицы и стабильна, если отрыва не происходит. Стабильность или дестабилизация частицы определяется локальным и актуальным соотношением сил стабилизации и дестабилизации. Частица почвы стабильна там и тогда, где и когда суммарные дестаби-

лизирующие силы $F_{\text{дест}}$ меньше максимального (порогового) значения суммарных стабилизирующих сил $F_{\text{стаб}}$ или равны ему и результирующая сумма сил Θ отрицательна или равна нулю. Соответственно отрыв частицы происходит там и тогда, где и когда суммарные дестабилизирующие силы $F_{\text{дест}}$ больше максимального значения суммарных максимальных стабилизирующих сил $F_{\text{стаб}}$ и результирующая сумма сил Θ положительна:

$$\Theta = |F_{\text{стаб}}| - |F_{\text{дест}}| > 0. \quad (2.87)$$

При этом вектор суммы стабилизирующих сил направлен в противоположную сторону вектора суммы дестабилизирующих сил, поэтому в (2.87) рассматривается разность скаляров сил.

Ускорение такой дестабилизированной частицы в направлении вектора результирующей суммы сил Θ (вдоль оси Z) определяется вторым законом Ньютона:

$$W_a \rho_n \frac{d^2 Z}{dt^2} = \Theta, \quad (2.88)$$

где ρ_n — плотность частиц (агрегатов) почвы, в общем случае отличная от плотности почвы как таковой из-за разницы межагрегатной и внутриагрегатной пористости.

Процесс отрыва, смещения частицы на величину ее диаметра $x_d = d_i$ и потеря всех связей с соседними частицами занимают время t , которое вычисляется из (2.88). В простейшем случае, когда Θ не изменяется с Z , продолжительность отрыва вычисляется по формуле

$$t = \sqrt{\frac{2\rho_n W_a x_d}{\Theta}}. \quad (2.89)$$

Тогда локальная скорость отрыва определяется так:

$$v = \frac{d_i}{t} = \sqrt{\frac{x_d \Theta}{2\rho_n W_a}}. \quad (2.90)$$

Более правдоподобно изменение результирующей суммы сил по мере отрыва частицы, при этом дестабилизирующие силы увеличиваются с увеличением Z , а стабилизирующие — уменьшаются. Если и то, и другое происходит линейно, то

$$\Theta = \frac{\Theta_{x_d} - \Theta_0}{x_d} Z + \Theta_0 \quad (2.91)$$

и скорость отрыва равна

$$v = \sqrt{\frac{x_d (\Theta_{x_d} + \Theta_0)}{4\rho_n W_a}}, \quad (2.92)$$

где Θ_0 — результирующая сумма сил в начале отрыва частицы при $Z = 0$; Θ_{x_d} — результирующая сумма сил в конце отрыва частицы при $Z = x_d$; W_a — объем рассматриваемого агрегата почвы.

Вопрос о силах, воздействующих на отдельную частицу грунта в процессе эрозии, рассмотрен довольно подробно в рамках исследований критических скоростей потока при начале эрозии. Для связных грунтов эта тема наиболее разра-

ботана Ц.Е. Мирцхулавой [1988]; будем во многом следовать его результатам, используя необходимые дополнения.

Дестабилизирующие силы возникают при обтекании частицы почвы ламинарным или турбулентным потоком; в этом случае динамическое давление оказывается бóльшим в передней по потоку части частицы и меньшим — у задней части. Возникающая разность давлений является основным фактором, дестабилизирующим частицу. Она параметризуется двумя силами — лобовым давлением F_d , направленным по потоку, и подъемной силой F_n , перпендикулярной потоку. Эти силы записываются через квадрат скорости потока вне воздействия частицы V^2 и эмпирические коэффициенты лобового давления k_d и подъемной силы k_n , учитывающие форму поверхностей частицы, обращенной навстречу потоку и перпендикулярной ему:

$$F_d = k_d \rho S_d \frac{V^2}{2}; \quad (2.93)$$

$$F_n = k_n \rho S_a \frac{V^2}{2}, \quad (2.94)$$

где ρ — плотность воды; S_d — площадь выступающей части частицы почвы в плоскости, перпендикулярной потоку; S_a — площадь частицы почвы в плоскости, параллельной потоку.

Для потоков малой глубины (что обычно при эрозии почв на склонах) важным является волновое давление. Оно создается за счет перепада статического давления в области подпора при обтекании потоком выступа. На этот эффект обращал внимание Н.И. Маккавеев [1981] как на пример реализации при эрозии потенциальной энергии потока. Разность статических давлений перед и за выступающей частицей также параметризуется квадратом скорости потока с набором эмпирических коэффициентов [Lawrence, 2000] — волнового давления C_d и экспозиции частицы k_e , которая указывает на ту часть диаметра частицы (агрегата) в d_a , которая возвышается над средним уровнем дна:

$$F_{\text{волн}} = \rho S_d C_d \frac{k_e d_a V^2}{2h}, \quad (2.95)$$

где h — глубина потока.

Остальные виды дестабилизирующих сил могут быть существенны в определенных условиях. Так, на крутых склонах или при близком залегании грунтовых вод на склоне может сформироваться область повышенного давления поровых вод в почве. При этом возникает сила, которая уменьшает устойчивость почвенных частиц к эрозии:

$$F_{\text{волн}} = g \rho S_{\text{пор}} z_{\text{пор}}, \quad (2.96)$$

где $S_{\text{пор}}$ — площадь пор; $z_{\text{пор}}$ — высота напора в порах.

В высокоскоростных потоках с интенсивной турбулентностью возможны осцилляции динамического давления в потоке, которые могут передаваться поровым водам. Величина силы, которая дестабилизирует частицы почвы, по данным В.С. Боровкова [1989], достигает

$$F_{\text{дест,пор}} = 3,5 \lambda \rho S_{\text{пор}} \frac{V^2}{2}, \quad (2.97)$$

где λ — гидравлическое сопротивление. Склоновые потоки редко бывают высокоскоростными; это более характерно для потоков в оврагах. Однако эффект динамической осцилляции давления воды в почвенных порах может быть существенным при ливневой эрозии, как при ударе капель дождя непосредственно по поверхности почвы, так и при совместной эрозии дождевыми каплями и водным потоком.

Иногда на крутых склонах или при нагромождении частиц дестабилизирующей становится проекция силы тяжести (с учетом силы Архимеда) на угол наклона склона β :

$$F_{T_b} = W_a (\rho_n - \rho) g \sin \beta. \quad (2.98)$$

Основными *стабилизирующими силами* являются нормальная ко дну компонента силы тяжести:

$$F_T = W_a (\rho_n - \rho) g \cos \beta \quad (2.99)$$

и комплекс механических и электрохимических эффектов, создающих силу связности:

$$F_{сц} = C_0 S_b, \quad (2.100)$$

где C_0 — связность в формуле Кулона, S_b — площадь той части поверхности частиц почвы, что прилегает к поверхностям окружающих частиц.

К стабилизирующим силам также относят пригрузку частиц почвы слоем воды:

$$F_h = g \rho S_b h, \quad (2.101)$$

где h — глубина потока.

Часто при рассмотрении действующих на частицу сил учитывается характер ее расположения среди других частиц, предполагаются вращательные моменты, что приводит к умножению сил на величины соответствующих плеч моментов.

Современная цифровая трехмерная гидродинамика в некоторых случаях позволяет избежать приведенной параметризации реального процесса и заменить ее более совершенной. Так, возможно рассчитать распределение поля давления (как динамического, так и статического) в потоке вокруг выступа дна заданной формы и получить перепады давления, которые здесь параметризуются лобовым давлением, подъемной силой и волновым давлением. Такие подходы все еще сложны для реализации. Поэтому будем использовать традиционную полуэмпирическую параметризацию стабилизирующих и дестабилизирующих частицу сил. При этом ясно, что в формулах для большинства приведенных сил велика эмпирическая компонента, поэтому требуется применение всех необходимых средств верификации, проверки и калибровки этих формул.

Сказанное относится к воздействию потока в некоторый момент времени на некоторую единичную частицу почвы. В реальных условиях в принципе невозможно дать баланс сил в конкретном пункте в конкретное время, как и предсказать размер и массу оторванной здесь частицы почвы. Однако вполне возможно дать стохастическое описание этого процесса в среднем для некоторого пространственно-временного континуума и получить среднее значение скорости эрозии в поверхностном слое почвы. Для этого, как следует из формул (2.82) и (2.86), кроме скорости отрыва отдельной части почвы v , необходимо знать функцию плотности распределения вероятности (ПРВ) для скоростей отрыва частиц почвы p_v .

Скорость отрыва частицы почвы зависит от большого количества аргументов, входящих в формулы (2.89) и (2.101): характеристики почвы и потока, геометрии

частиц. Все эти характеристики можно представить в виде случайных величин и каждая будет характеризоваться своей частной функцией ПРВ. Чтобы получить ПРВ для функции этих случайных величин (т.е. для скорости отрыва частицы) необходимо использовать соответствующие приемы вычисления. Наиболее просто выглядит формула для вычисления среднего функции случайных величин x_1, x_2, \dots, x_n , т.е. для вычисления выражения (2.82):

$$(1 - \varepsilon)E = \int_{v \geq 0} v p_v dv = \int \dots \int v p(x_1, x_2, \dots, x_n) dx_1, dx_2, \dots, dx_n. \quad (2.102)$$

Здесь необходимо знать только значения v и совместную ПРВ $p(x_1, x_2, \dots, x_n)$ для случайных величин x_1, x_2, \dots, x_n . Для независимых переменных последняя равна произведению ПРВ каждой из случайных величин:

$$p(x_1, x_2, \dots, x_n) = p_1(x_1) p_2(x_2), \dots, p_n(x_n). \quad (2.103)$$

Однако при большом количестве случайных величин и высоком разрешении числовых вычислений использование формулы (2.102) вызывает технические трудности, так как для численных расчетов требуется M^n операций:

$$(1 - \varepsilon)E = \Delta x_1 \sum_{i=1}^M \Delta x_2 \sum_{j=1}^M \dots \Delta x_n \sum_{k=1}^M v_{ij\dots k} p_{ij\dots k}(x_1, x_2, \dots, x_n). \quad (2.104)$$

Поэтому необходимо вычислять отдельные ПРВ для сочетаний стабилизирующих и дестабилизирующих сил, что требует более сложных преобразований. В случае векторных функций и случайных аргументов переход от ПРВ вектора аргументов $\bar{x} = x_1, x_2, \dots, x_n$ к ПРВ вектора функций $\bar{y} = y_1, y_2, \dots, y_n$ применяется формула

$$p_Y(\bar{y}) = p_X(\bar{x}) \left| \det \left(\frac{\partial \bar{x}}{\partial \bar{y}} \right) \right|, \quad (2.105)$$

где $\left| \det \left(\frac{\partial \bar{x}}{\partial \bar{y}} \right) \right|$ — модуль якобиана преобразования, который вычисляется как определитель матрицы производных.

В простейшем случае двух скалярных случайных величин X и Y уравнение (2.105) записывается так:

$$p_Y(y) = p_X(x) \left| \left(\frac{\partial x}{\partial y} \right) \right|. \quad (2.106)$$

Для ПРВ квадрата случайной величины $Y = X^2$ преобразование будет следующим:

$$p_Y = \frac{1}{2\sqrt{y}} p_X(\sqrt{|y|}), \quad (2.107)$$

а для ПРВ корня квадратного из случайной величины $Y = \sqrt{X}$ преобразование будет таким:

$$p_Y = 2y p_X(y^2). \quad (2.108)$$

Если Y является скалярной функцией многих переменных $\bar{x} = x_1, x_2, \dots, x_n$, требуются дополнительные преобразования. Так, для ПРВ суммы (разности) двух случайных величин $Y = X_1 \pm X_2$ преобразование будет выглядеть так:

$$p_Y = \int_{-\infty}^{\infty} p_X(x_1, x_2 = y \mp x_1) dx_1. \quad (2.109)$$

Для ПРВ произведения двух случайных величин $Y = X_1 X_2$ преобразование будет следующим:

$$p_Y = \int_{-\infty}^{\infty} |x_1^{-1}| p_X\left(x_1, x_2 = \frac{y}{x_1}\right) dx_1. \quad (2.110)$$

Соответственно для ПРВ отношения двух случайных величин $Y = X_1/X_2$:

$$p_Y = \int_{-\infty}^{\infty} \left| \frac{x_1}{y^2} \right| p_X\left(x_1, x_2 = \frac{x_1}{y}\right) dx_1. \quad (2.111)$$

Если случайные величины X_1 и X_2 независимы, их совместная ПРВ равна произведению ПРВ каждой из случайных величин. Применение формул (2.105) — (2.111) позволяет уменьшить число вычислительных операций до $\sim nM^2$. Поэтому целесообразно с использованием этих формул довести число случайных величин n до двух и только тогда применить формулу (2.102).

Приведенные формулы достаточны для упрощенных вычислений скорости эрозии и оценки влияния на нее основных факторов эрозии, входящих в модель. Если учесть только основные дестабилизирующие силы (лобовое давление, подъемную силу) и основные стабилизирующие силы (силу тяжести, пренебрегая влиянием уклона дна, и связность), то выражение для скорости отрыва частицы (при простейшем подходе (2.90) принимает вид:

$$v = \sqrt{k_d \frac{\rho}{2\rho_n} \frac{V^2}{2} - gk_w \frac{\rho_n - \rho}{2\rho_n} d - \frac{C_0}{2\rho_n} I_s}, \quad (2.112)$$

где $k_d = k_n \frac{dS_a}{W_a} \frac{1 + \operatorname{tg} \delta}{\operatorname{tg} \delta}$, $k_w = \sin \delta$, $\delta = \arctan \frac{k_n S_a}{k_d S_d}$ — угол между дном и вектором

суммы дестабилизирующих сил; $I_s = \frac{dS_{d_b}}{W_a}$ — слитность почвы, характеризующая

долю поверхности почвенных агрегатов, которая прилегает к соседним агрегатам, где только и реализуется сцепление.

Расстояние D , при смещении на которое разрываются все связи частицы почвы с соседними, можно оценить так: $(1 - k_e) d_a$. В турбулентном потоке коэффициенты k_n и k_d постоянны. По данным Ц.Е. Мирцхулавы [1988], $k_n = 0,1$ и $k_d = 0,4$, по данным Ж.К. Басурста [Bathurst, 1996], k_d изменяется от 0,3 до 2,8, на натурном галечном дне $k_d = 1,7$. В ламинарном и переходном потоке коэффициенты k_n и k_d изменяются с числом Рейнольдса (вычисленного по диаметру обтекаемой частицы) $\operatorname{Re}_d = \frac{d_a V}{\nu}$. Так, по формуле Озеена

$$k_d = \frac{24}{\operatorname{Re}} \left(1 + \frac{3}{16} \operatorname{Re} \right). \quad (2.113)$$

Проведем две серии численных экспериментов — одну для ламинарного потока, другую для турбулентного потока. В каждой серии будем строить зависимости между средней в пределах континуума скоростью потока и средней скоростью эрозии. Для актуальной скорости примем нормальную функцию ПРВ, достаточно хорошо подтвержденную экспериментами [Мирцхулава, 1988; Sidorchuk et al, 2009] для распластанных потоков малой глубины. Эта функция двухпараметрическая, контролируется средней V и среднеквадратическим отклонением σ_v , слабой асимметрией экспериментальных распределений будем пренебрегать. Достаточно устойчивых функций ПРВ для геометрических характеристик частиц (агрегатов) почвы W_a и d_a , а также для различных соотношений геометрических элементов (k_e , S_a/S_b , dS_a/V_a , dS_b/W_a) нет. То же можно сказать о величинах плотности ρ_n и связности C_0 почвы. Часть этих величин для упрощения анализа принимается постоянными, а основные (d_a , dS_b/W_a) в численных экспериментах описываются различными кривыми ПРВ для выяснения их влияния на скорость эрозии.

Большое количество функций и параметров, управляющих моделью STOSEM и задаваемых в явном виде, дает возможность просмотра большого количества вариантов их сочетаний в ходе численных экспериментов [Сидорчук, 2001; Sidorchuk, 2005a, b, 2009]. Главные выводы, которые следуют из численных экспериментов на модели, следующие.

1. Увеличение скорости эрозии с увеличением средней скорости эродирующего потока V_m (величины дестабилизирующих сил) описывается сложной функцией, которая лишь на очень коротких участках может быть сведена к часто применяемой степенной зависимости $E \sim V_m^n$. Этот факт был отмечен при анализе эмпирических данных [Nearing et al., 1997]; при использовании модели такие связи появляются в результате теоретических построений. Примером являются зависимости, представленные на рис. 2.17 и 2.18, для расчета которых использовано логнор-

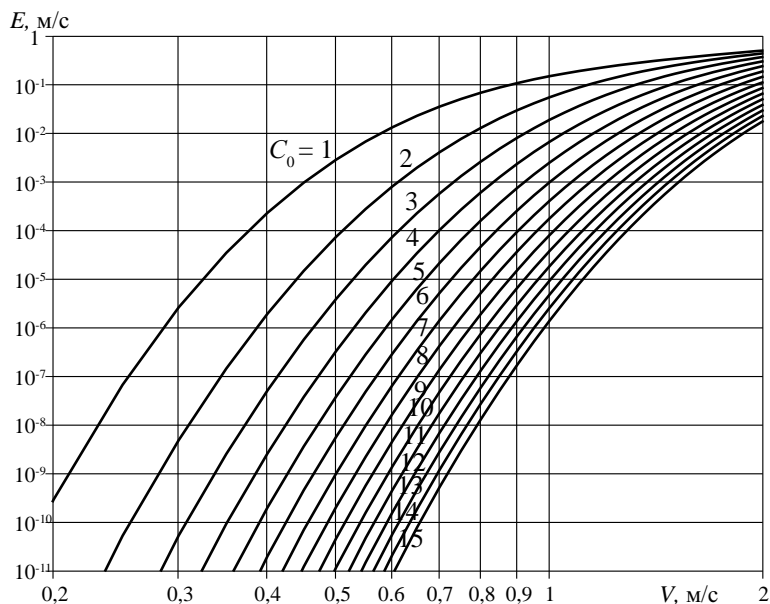


Рис. 2.17. Зависимость рассчитанной скорости размыва грунта E (м/с) от скорости потока V при его разной связности C_0

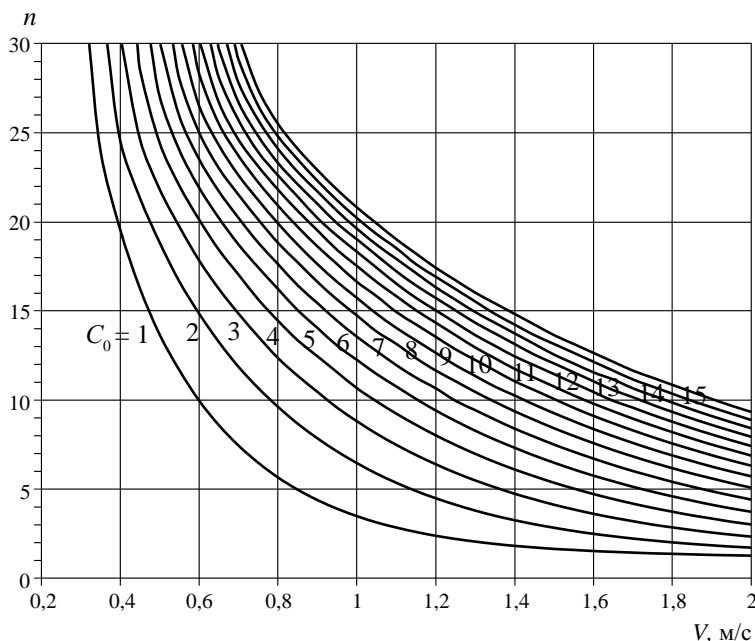


Рис. 2.18. Изменение показателя степени n в локальных степенных зависимостях при разной скорости потока V и связности грунта C_0

мальное распределение для суммы стабилизирующих сил. При малых средних скоростях потока скорость эрозии быстро увеличивается с увеличением средней скорости. Локальные степенные зависимости характеризуются показателями степени 10 и более. При больших средних скоростях потока скорость эрозии увеличивается с увеличением средней скорости существенно медленнее. Локальные степенные зависимости характеризуются показателями степени менее 4 и стремятся к 1 для турбулентного потока и к 0,5 для ламинарного потока. Наиболее устойчива аппроксимация этих сложных функций полиномом четвертой степени для логарифмов скоростей эрозии и потока:

$$\ln E = a_0 + a_1 \ln V_m + a_2 \ln V_m^2 + a_3 \ln V_m^3 + a_4 V_m^4. \quad (2.114)$$

2. Увеличение скорости эрозии с увеличением величины стабилизирующих сил (прежде всего произведения связности и слитности почвы) также описывается сложной функцией (рис. 2.19), которая лишь на очень коротких участках может быть сведена к степенной зависимости $E \sim (F_{\text{дест}m})^{-n}$. При малых стабилизирующих силах скорость эрозии относительно медленно убывает с увеличением их среднего значения. Локальные степенные зависимости характеризуются относительно малыми показателями степени и при минимальных стабилизирующих силах стремятся к 0. При больших стабилизирующих силах скорость эрозии увеличивается с их увеличением существенно быстрее. Локальные степенные зависимости характеризуются относительно большими показателями степени. Здесь также применима аппроксимация этих сложных функций полиномом четвертой степени для логарифмов скоростей эрозии и стабилизирующих сил:

$$\ln E = b_0 + b_1 \ln F_{\text{дест}m} + b_2 \ln F_{\text{дест}m}^2 + b_3 \ln F_{\text{дест}m}^3 + b_4 F_{\text{дест}m}^4, \quad (2.115)$$

где также использовано логнормальное распределение для суммы стабилизирующих сил.

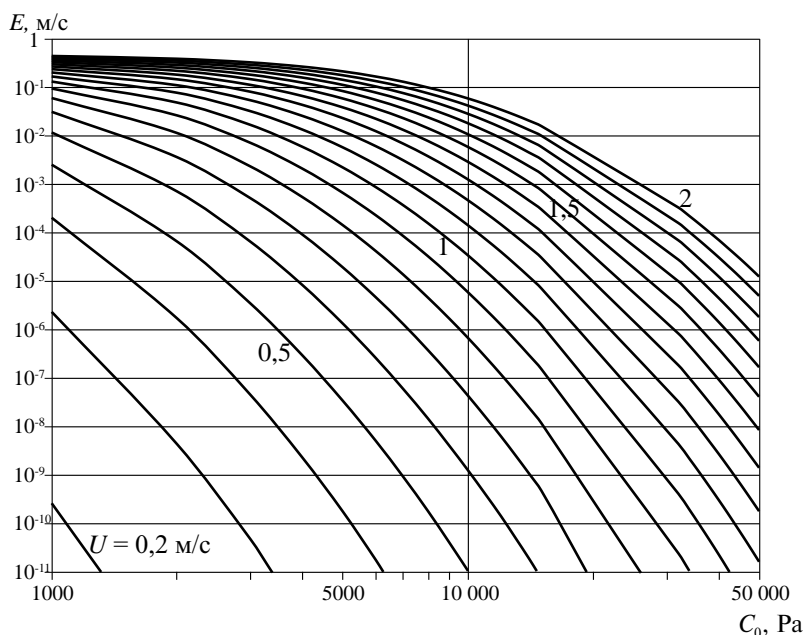


Рис. 2.19. Зависимость рассчитанной скорости размыва грунта E (м/с) от его связности при разных скоростях потока

3. В области малых скоростей потока велики относительные различия в скоростях эрозии при даже небольших изменениях величин связности/слитности почвы. И наоборот, в области больших скоростей потока относительные различия в скоростях эрозии малы даже при существенных изменениях величин связности/слитности почвы. Это явление было известно из анализа эмпирических данных и выражается в разной относительной точности оценок скорости эрозии для событий разной магнитуды [Nearing, 1998]: малой для событий со слабой эрозией и большой для событий с сильной эрозией. Речь идет об относительных величинах, в абсолютных величинах ошибки в оценках сильной эрозии больше, чем ошибки в оценках слабой эрозии.

4. Факторами, влияющими на скорость эрозии, являются не только средние величины стабилизирующих и дестабилизирующих сил, но и форма функций ПРВ этих сил и их составляющих, их старшие моменты, в частности дисперсия и асимметрия. Так, с увеличением дисперсии скоростей потока увеличивается скорость эрозии почв, но при этом уменьшается темп изменения скорости эрозии под влиянием этого фактора (уменьшается показатель степени в локальных зависимостях $E \sim V_m^n$). Аналогичное влияние оказывает увеличение дисперсии связности почв — основной составляющей в сумме стабилизирующих сил.

5. На скорость эрозии и характер зависимости эрозии от определяющих факторов влияет тип функций ПРВ для суммы стабилизирующих сил. Так, изменение в численном эксперименте функции ПРВ связности почвы с логнормальной на нормальную (при прочих равных условиях) привело к существенному росту скорости эрозии и уменьшению показателя степени в локальных зависимостях

$E \sim V_m^n$, т.е. эффекту, аналогичному увеличению дисперсии скоростей потока или связности (рис. 2.20). В целом (при нормальной функции ПРВ для скоростей потока) применение для суммы стабилизирующих сил убывающих функций ПРВ приводит к росту скорости эрозии и уменьшению показателя степени в локальных зависимостях $E \sim V_m^n$, и наоборот, применение для суммы стабилизирующих сил возрастающих функций ПРВ приводит к уменьшению скорости эрозии и увеличению показателя степени в локальных зависимостях $E \sim V_m^n$. Интересно, что применение для суммы стабилизирующих сил равномерной функции ПРВ приводит к довольно устойчивой степенной зависимости $E \sim V_m^n$ с показателем степени $n = 3-4$.

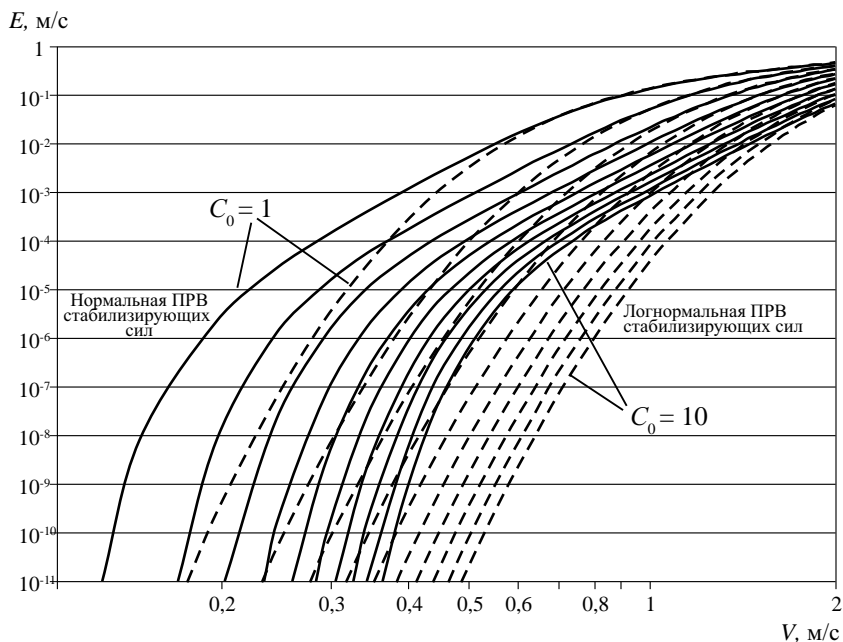


Рис. 2.20. Зависимость рассчитанной скорости размыва грунта E (м/с) от скорости V (м/с) потока при разной его связности C_0 с учетом вида функции ПРВ показателей связности грунта

6. Для процесса эрозии типична селективность — прежде всего выносятся частицы почвы со слабым сцеплением и малой слитностью. Это приводит к трансформации функции ПРВ для суммы стабилизирующих сил — увеличиваются средняя величина и асимметрия, уменьшается дисперсия. Это приводит к уменьшению скорости эрозии во времени. Стохастическая модель позволяет учесть явление селективности эрозии и рассчитать изменение функции ПРВ для суммы стабилизирующих сил (но не ПРВ отдельных ее составляющих).

7. Так как сочетаний типов функций ПРВ дестабилизирующих и особенно стабилизирующих сил, их средних значений и старших моментов может быть бесчисленное множество, может быть и бесчисленное множество видов зависимостей скоростей эрозии от определяющих факторов и сочетаний коэффициентов в формулах (2.114) — (2.115). Поэтому для каждого конкретного сочетания факторов эрозии целесообразно проводить полный расчет и только в специальных случаях использовать аппроксимирующие функции.

8. Все эти характеристики применимы к эрозии как турбулентным, так и ламинарным потоком. При эрозии ламинарным потоком скорость эрозии изменяется с изменениями определяющих факторов медленнее, чем при эрозии турбулентным потоком. В области больших скоростей потока локальная степенная зависимость скорости эрозии от скорости потока характеризуется показателем степени около 1 для турбулентного потока и около 0,5 для ламинарного. Потоки с промежуточным режимом сопротивления будут характеризоваться промежуточным типом локальной степенной зависимости. На склонах режим сопротивления в плоскостных и струйчатых потоках может меняться и в пространстве, и во времени, это еще больше увеличивает разнообразие зависимостей скорости эрозии от определяющих факторов.

2.2. ФАКТОРЫ ЭРОЗИИ ПОЧВ И ИХ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

2.2.1. География факторов эрозии почв

Эрозионно-склоновая подсистема ЭРС — главный элемент потоковой структуры ландшафтов [Солнцев, 1981; Использование GIS..., 2006], функционирование которого обусловлено множеством взаимосвязанных процессов и взаимодействий с различными компонентами ландшафта. Номенклатура факторов эрозии почв огромна — это свойства компонентов ландшафта (агроландшафта) и процессов, обуславливающих возможность образования склонового стока, контролирующей энергию потоков и ее пространственное распределение, обеспечивающих противозерозионную устойчивость почв и почвозащитную способность растительности. Взаимосвязи и взаимовлияние факторов и процессов чрезвычайно сложны. Ц.Е. Мирцхулава [1970, с. 80] подчеркивал, что «эрозия почвогрунтов — процесс не только гидромеханический, но и физико-химический и биологический». Это справедливо ко всем сторонам процессов эрозии почв. Так, фактор формирования склонового стока — водопроницаемость почв — определяется не только физическими параметрами почвы (структурностью, порозностью и т.д.), но и биокомпонентами ландшафта (вид растительности), и химическим составом солей в почве, и эрозионными характеристиками дождя [Сухановский, 2003].

При анализе роли пространственно-временной вариабельности отдельных факторов необходимо учитывать географические масштаб и специфику объектов оценки и связанные с ними особенности регионального и зонального ландшафтного (агроландшафтного) строения территории, иерархию самих факторов. Например, крутизна склона горной гряды или возвышенности может быть весьма слабо связана с крутизной распахиваемых в ее пределах склонов. Распределения крутизны склонов для малого речного бассейна и территории геоморфологического района могут различаться на уровне типов статистических распределений. Почвозащитная способность агроценоза в пределах севооборота инвариантна, а для территории крупного хозяйства или административного района существенно изменчива и т.д. Деление обширных территорий Северной Евразии на фитоклиматические зоны служат главным основанием районирования по основным факторам эрозии [Районирование..., 1965], тогда как для малых речных бассейнов климатические параметры инвариантны, а в основе их эрозионного деления лежат морфология рельефа и литология поверхностных отложений.

Пространственно-временная вариабельность факторов эрозии почв является их важнейшим свойством, она во многом определяет адекватность результатов и даже возможность использования того или иного типа модели эрозии почв. Су-

щественная вариабельность показателей прослеживается на всех уровнях территориальных оценок, в том числе для большинства из них на локально-точечном уровне — в элементарной эрозионно-склоновой системе, на отдельном склоне или поле.

Литературы, посвященной факторам эрозии почв и в особенности поверхностного склонового стока, множество. Гораздо хуже обстоит дело с исследованиями географических закономерностей, пространственно-временной динамики и взаимодействия факторов эрозии почв. Вследствие этого обсуждение географии факторов эрозии ограничивается обычно антропогенной земледельческой эрозией [Арманд, 1956], господствующей по интенсивности и значимости экологических и экономических последствий, причем из множества факторов и показателей их влияния рассматривается география факторов, учитываемых в моделях эрозии.

Антропогенное преобразование растительности, почв и, как следствие, поверхностного склонового стока на порядки величин интенсифицировало эрозионные процессы. Такой количественный скачок при общей квазистабильности «естественных» глобальных ландшафтов мог быть обусловлен только коренными качественными преобразованиями основных факторов эрозии почв. Это касается не только преобразований растительности и почвы, но и трансформации климатических факторов. На обрабатываемых землях качественно изменились, например, механизмы воздействия ливневых осадков на почвы, общеизвестны изменения в распределении снега, глубины промерзания и влажности почв, обусловленные земледельческим освоением, и т.д.

Основным признаком глобальной территориальной дифференциации факторов эрозии является деление эрозии почв согласно ландшафтно-генетической классификации на естественную, природно-антропогенную и антропогенную, а далее деление природно-антропогенной эрозии на виды, обусловленные различием в способах хозяйственного использования земель: земледельческое, пастбищное, лесопромышленное и т.д. [Арманд, 1956; Литвин 1998, 2002]. Ведущая роль в хозяйственном использовании земель в территориальной дифференциации интенсивности эрозии почв и функционировании ее основных факторов прямо или косвенно подтверждается результатами большинства эрозиоведческих исследований.

В пределах суши Земли очень мало не охваченных хозяйственной деятельностью «фоновых» территорий. К таковым могут быть отнесены лишь слабо используемые обширные массивы тундры, некоторых пустынь, северо-таежных редколесий и части северо-таежных лесов Сибири. На остальных пространствах характерна мозаика из участков, в разной степени затронутых той или иной хозяйственной деятельностью и соответственно специфическим типом эрозии почв.

По хозяйственному использованию территория Северной Евразии разделяется на два крупнейших ареала (квазиширотных пояса): земли, подверженные естественной (геологической) эрозии, и земли, подверженные природно-антропогенной и антропогенной эрозии. Южная граница пояса естественной эрозии почв совпадает с южной границей области очагового земледелия. К поясу господства естественной эрозии почв относится большая часть севера и северо-востока России — северная треть европейской территории России и 9/10 севера и северо-востока Азиатской части. В Западной и Центральной Сибири эта южная граница пояса в целом совпадает с северной границей лесостепной зоны, в Забайкалье — с границей степной зоны, а на Дальнем Востоке — с границей подзоны широколиственных лесов. В целом ареал пояса естественной эрозии имеет «дырчатую» территориальную структуру: внутри него рассеяны мелкие очаги земледельческой,

селитебной и горнопромышленной эрозии почв и крупные анклавы лесопромышленной эрозии почв.

В пределах сельскохозяйственной зоны России — ареала природно-антропогенной и антропогенной (ирригационной) эрозии почв выделено восемь почвенно-эрозионных подзон: 1) пастбищно-оленоводческой и дорожно-коммуникационной эрозии — ол; 2) очагово-земледельческой на фоне лесопромышленной эрозии — оз; 3) выборочно-земледельческой и лесопромышленной эрозии — вз; 4) преимущественно земледельческой эрозии — из; 5) земледельческой и очагово-пастбищной эрозии — з; 6) земледельческо-пастбищной эрозии — зпс; 7) пастбищно-земледельческой эрозии — пзс; 8) пастбищной и оазисно-ирригационной эрозии — пс (рис. 2.21). Каждой из них соответствуют комплекс факторов, своя специфика их проявления и функционирования, что нужно учитывать при общих оценках эрозии почв и ее экологических последствий. В географическом аспекте важной чертой территориального распределения этих подзон является квазиширотная зональность, что объясняется тесной связью типов сельскохозяйственного освоения с ландшафтной зональностью.

Важнейшим фактором эрозии является склоновый сток — его деление на сток талый, дождевой и смешанный тало-ливневой. Генезис определяет важнейшие в эрозионном отношении черты режима склонового стока — продолжительность, периодичность, повторяемость, интенсивность и ареал «одномоментного» образования. Приуроченность к контрастным температурным сезонам обуславливает коренные различия в проявлении всех факторов, начиная с водопроницаемости, противоэрозионной устойчивости почв, почвозащитных свойств растительности и кончая факторами, определяющими механизм отрыва и переноса почвенных частиц. Особенно сложна «факторная обстановка» в эпизодах тало-ливневого стока. Картина территориального распределения генетических типов склонового стока необходима не только для количественной оценки эрозии почв, но и для разработки и проектирования различных противоэрозионных мероприятий.

Основными параметрами, характеризующими сток талых вод, служат предвесенние запасы воды в снеге, глубина промерзания и влажность почв, а сток дождевых вод — интенсивность, слой, повторяемость осадков и стокорегулирующие свойства почв и растительности. На пространствах Северной Евразии предвесенние запасы воды в снеге и ливневая активность изменяются согласно распределению осадков холодного и теплого сезонов соответственно. На юге ЕТР располагается область неустойчивого снежного покрова с редкими случаями талого стока. Ливневые осадки повсеместны при общем изменении эрозионной активности с севера на юг на порядок величины [Заславский, Ларионов и др., 1981; Ларионов, 1993]. В связи с этим в южных широтах существуют области чисто ливневого стока, тогда как остальная территория характеризуется различными сочетаниями обоих типов. На схеме почвенно-эрозионного районирования (рис. 2.21), составленный на основе анализа климатических данных за период 1960–1980 гг. и расчетов интенсивности земледельческой эрозии по модели НИЛЭПиРП [Ларионов, 1993], выделены почвенно-эрозионные зоны: преобладания талого смыва (ПТ), тало-ливневого смыва с существенной долей талого (ТЛ), преобладания ливневого смыва (ПЛ), ливневого смыва (Л) и эфемерного ливневого смыва (ЭЛ). При проведении районирования использовались соотношения, свойственные земледельческой эрозии почв на склонах с зональными среднесуглинистыми почвами и средними для морфологического района параметрами крутизны и длины склонов. Основой картографирования границ районов послужили карты «Эрозионноопасные земли ...»,

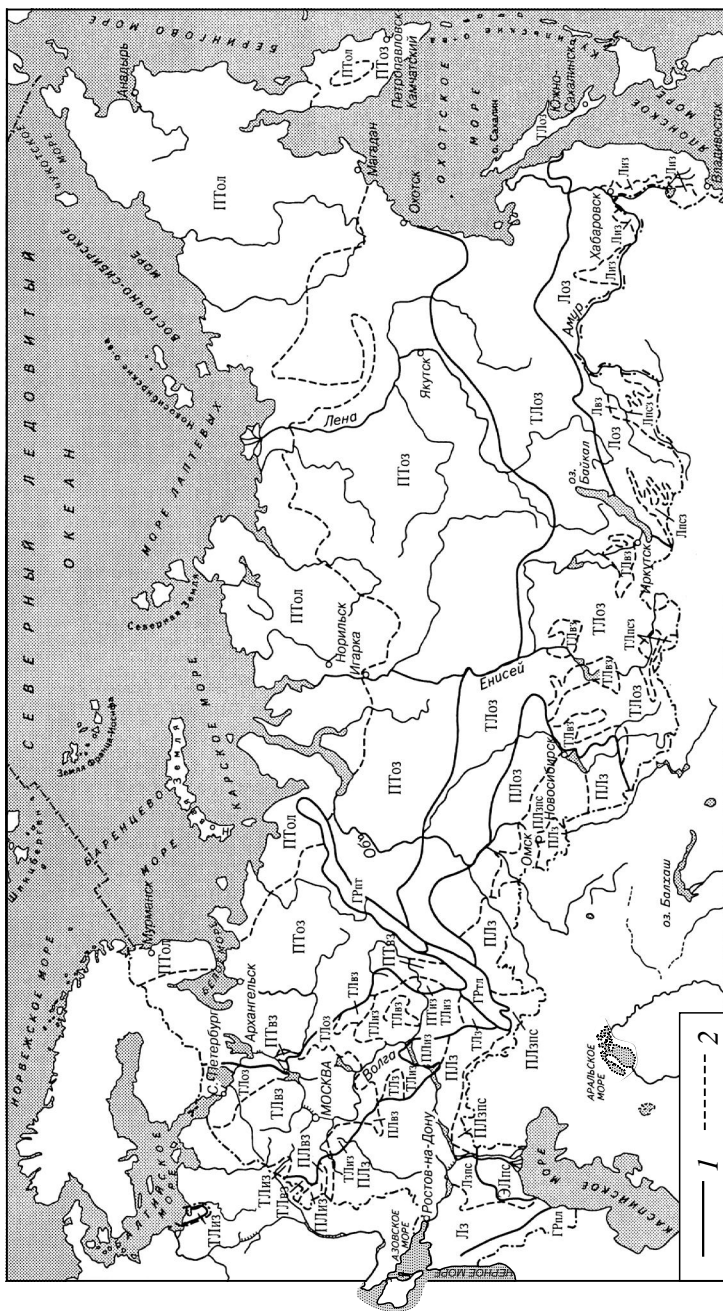


Рис. 2.21. Почвенно-эрозионное районирование сельскохозяйственных земель России (без Крыма). Почвенно-эрозионные зоны:

ПТ — преобладания талого смыва; ТЛ — тало-ливневый смыв с существенной долей талого; ПЛ — преобладания ливневого смыва; Л — ливневого смыва; ЭЛ — эфемерного ливневого смыва; ГР — горные районы, освоенные сельским хозяйством. Почвенно-эрозионные подзоны: ол — пастбищно-оленоводческой и дорожно-коммуникационной эрозии; оз — очагово-земледельческой на фоне лесопромышленной эрозии; пс — пастбищной и очагово-пастбищной эрозии; зпс — земледельческо-пастбищной эрозии; зпсз — пастбищно-земледельческой эрозии; пс — пастбищной и оазисно-ирригационной эрозии; пт — горные с преобладанием талого смыва; тл — то же тало-ливневого смыва; пл — то же ливневого смыва; 1 — границы зон; 2 — границы подзон

составленные по единой методике для всей сельскохозяйственной зоны Северной Евразии и отдельных областей России [Ларионов, 1993; Литвин, 2002]. Южная граница зоны преобладания талого смыва соответствует границам элементарных эрозионных ареалов на карте эрозионноопасных земель, в которых соотношение талого смыва к ливневому превышало единицу. Границы зоны тало-ливневого смыва обособляют территории, где это соотношение меньше единицы, но интенсивность талого смыва либо близка к интенсивности современного почвообразования, либо составляет не менее трети суммарной среднегодовой интенсивности смыва. Границы зоны ливневого стока совпадают с границами областей неустойчивого снежного покрова и редкой повторяемости весеннего склонового стока с обрабатываемых склонов. Как правило, эти области оконтуриваются изолиниями среднегодовых максимальных запасов воды в снеге менее 10–15 мм. Зона эфемерного ливневого смыва занимает территорию полупустынной и пустынной ландшафтных зон в Прикаспийской низменности. Снега здесь очень мало, эрозионный потенциал осадков также минимальный (> 1).



Рис. 2.22. Схема районирования равнин умеренного пояса Европы по преобладающему климатическому типу эрозии почв:

1 — тало-дождевого и ливневого смыва; 2 — смешанного смыва; 3 — преимущественно ливневого смыва; 4 — переходная область

В.Н. Голосовым [2006] для хозяйственно освоенных равнин в пределах умеренного климатического пояса по соотношению талой и ливневой эрозии выполнено

обобщенное районирование всего Северного полушария и Европы (рис. 2.22). Выделено несколько территориальных комбинаций сочетаний талой и ливневой эрозии: область тало-дождевого-ливневого смыва (1), область смешанного смыва (2), область преимущественно ливневого смыва (3), а также переходная область (4). Основой для районирования служили не только количественное соотношение интенсивности двух типов эрозии почв, но и их сезонные соотношения, а также региональные условия проявлений эрозионных процессов. В первой области эпизоды обоих типов стока строго приурочены к соответствующим сезонам, а стокообразующие ливни выпадают не ежегодно. Область преимущественно ливневого смыва отличается интенсивной ливневой активностью теплого сезона с максимальными темпами смыва и редкими случаями весеннего смыва при комбинированных снеготаянии и ливнях. Для области смешанного смыва (в пределах России отсутствует) характерно наличие двух сезонов — осень — зима и весна — лето с различными типами дождевого стока. Переходная область, отделяющая на европейской территории России области тало-дождевого (на севере) и преимущественно ливневого смыва, отличается случаями зим с устойчивым снежным покровом, т.е. без выпадения весенних стокообразующих ливней.

Сопоставление этих двух схем районирования (см. рис. 2.21, 2.22) показывает для ЕТР хорошее совпадение границ зоны *преимущественно талого* смыва и области *тало-дождевого* смыва. Близки также северные границы зоны ливневой эрозии почв и области преимущественно ливневого смыва, хотя последняя на схеме В.Н. Голосова простирается несколько севернее, охватывая южные части Ростовской области и Калмыкии.

Подобные деления территорий, базирующиеся на особенностях выпадения осадков и формировании склонового стока, не могут иметь «жесткие» границы [Голосов, 2006]. Так, по расчетам Г.П. Сурмача [1992], на основе оценок эрозии почв по его авторской модели южная граница области «преобладания талого смыва» в ЕТР располагается гораздо южнее — приблизительно по линии Харьков — Лисичанск — Борисоглебск. Однако дело не только в особенностях моделей. Анализ сводок эмпирических данных показывает, что соотношения талой и ливневой эрозии могут сильно различаться для географически и ландшафтно близких пунктов [Герасименко, 1987, 1995; Сурмач, 1992; Барабанов, 1993; Литвин, 2002; Голосов, 2006]. Отчасти это объясняется короткими рядами наблюдений за ливневым смывом, но климатические события конца XX в. (повышение зимних температур, снижение глубины промерзания почв) показали, что и во времени границы подобных областей также нестабильны. Глобальное потепление (с середины 1970-х гг.) привело к общему, но регионально дифференцированному снижению талого стока и смыва почв, темпы которого существенно возросли в начале XXI в.

2.2.2. Пространственно-временная вариабельность и изменчивость факторов эрозии почв

Почвенно-эрозионные процессы охватывают значительные пространства, но непосредственно проявляются на «точечных» объектах — пахотном поле, склоне или элементарной эрозионно-склоновой системе. Поэтому анализ пространственно-временной изменчивости факторов следует проводить не только на глобально-региональном, но и на точечно-локальном уровнях. Обычно выделяют четыре группы факторов, условно обозначаемых так: климатические факторы, факторы рельефа, почвенные факторы, факторы растительности и агротехнические факторы. Роль каждой группы факторов и их элементов во многом определяется мас-

штабом анализа. На глобально-региональном уровне учитывается пространственно-временная динамика климата, тогда как на локально-точечном достаточен учет только хронодинамики метеорологических элементов. На региональном уровне объективной оценкой интенсивности и внутрирегиональной изменчивости эрозии почв являются параметры статистических распределений «точечных» оценок интенсивности, которые могут дополняться картиной пространственного изменения внутри эрозионно-склоновой системы или поля.

Климатические факторы эрозии. Сложные взаимосвязи климата с процессами стока и поверхностной эрозии, а также с другими факторами — предмет многочисленных исследований, в ходе которых уточняются не только глобальные закономерности климатического контроля географии почв и растительности (агроренозов), но и такие важные детали, как, например, зависимость водостойкости почвенных агрегатов от температуры. Как правило, подобные тонкости не учитываются в моделях эрозии из-за отсутствия базы необходимых первичных данных.

В теплый сезон зарождение склонового стока обеспечивается выпадением значительного слоя интенсивных дождевых осадков. Слой осадков при этом должен, как минимум, быть больше поверхностного задержания, а интенсивность осадков превышать фильтрацию поверхностного слоя почвы. От интенсивности дождя зависят его энергия, идущая на «разбрызгивание» и короткий перенос почвенных частиц, образование плотной плохо водопроницаемой почвенной «корочки» на поверхности не защищенной растительностью почвы.

При моделировании ливневой эрозии почв применяются многочисленные показатели эрозионного потенциала осадков (ЭПО), учитывающие в разной степени их основные характеристики. Все они положительно коррелируют с общим слоем жидких осадков, однако теснота и вид таких связей довольно разнообразны. Для географического анализа наиболее удобен эмпирически обоснованный синтетический показатель эрозионного потенциала дождевых осадков — индекс осадков (R_{30}) модели USLE [Wischmeier, Smith, 1978].

Региональные особенности территориального распределения ЭПО в Северной Евразии заключаются: 1) в росте среднесезонных значений R_{30} с севера на юг ЕТР от 1–2 ед. в лесотундре до 8–10 ед. в степи и снижении в подзоне сухих степей и полупустынь; 2) в некотором увеличении ЭПО с ростом континентальности климата; 3) заметном росте в регионах муссонного климата; 4) в заметном, а на равнинах Северного Кавказа резком, росте ЭПО в зоне предвосхождения осадков; 5) в увеличении ЭПО на склонах горных систем субтропического пояса, обращенных к глобальным влагонесущим потокам — до 57,6 ед. R_{30} на метеостанции Адлер [Ларионов, 1993]. Подобные тенденции — рост с севера на юг — характерны и для Азиатской части России, однако на востоке Сибири и в Приморье эта картина усложняется влиянием горного рельефа на слой дождевых осадков.

В целом для территориального распределения среднесезонных величин R_{30} на равнинах характерно плавное изменение тренда, но уже для годовых сумм ЭПО ($R_{30_{\text{год}}}$) оно сменяется чрезвычайно сильной территориальной вариабельностью. Для хронорядов ($R_{30_{\text{год}}}$) на всех метеостанциях характерен пилообразный график с довольно часто наблюдаемыми двухгодичными максимумами/минимумами. Амплитуда значений для европейской России и Западной Сибири — около 15 ед. (иногда больше) при средних значениях около 6 ед. Максимальные годовые значения чаще всего приходятся на годы с выпадением одного, реже 2–3 экстремальных ливней, вклад которых составляет 50–75% годовой суммы осадков.

Анализ хронорядов годовых сумм показал их асинхронность для близко расположенных пар метеостанций во всех природных зонах. Корреляционный анализ отклонений величин от среднемноголетних значений для близко расположенных друг к другу метеостанций выявил как положительную, так и отрицательную корреляцию. Как правило, на «соседних» (десятки километров) метеостанциях не коррелируют абсолютные величины ($R_{30_{год}}$), не совпадают знаки отклонений экстремумов от средних величин и даты (годы) абсолютных максимумов и минимумов $R_{30_{год}}$ [Литвин, 2002].

Внутригодовая неравномерность выпадения ливневых осадков эрозионно значима в связи с циклическими изменениями почвозащитной способности агроценозов. Сопоставление кривых внутригодовых распределений R_{30} на равнинах Северной Америки и Северной Евразии в пределах умеренного климатического пояса показало их однотипность. Параметры этих распределений регионально обусловлены. На территории США было выделено 33 района, отличающихся спецификой внутригодового распределения R_{30} , на территории бывшего СССР — 39 районов, в пределах которых среднемесячные значения R_{30} отличались не более, чем на 15% [Ларионов, 1993]. На равнинах ЕТР границы районов имеют квазиширотное простираие, что свидетельствует о ландшафтно-зональной обусловленности распределений. Наряду с этим отмечаются элементы «секторности» — долготные границы проходят по Уралу, разделяют Западную и Восточную Сибирь. Двумодальный вид имеет распределение R_{30} в Средней Азии, где летние дожди редкость; на Дальнем Востоке сказывается влияние муссонов с августовским максимумом осадков. Еще более разнообразно распределение R_{30} в горных районах.

Пространственная вариабельность средних величин единичных ливней ($R_{30_{ca}}$) более сглажена, ее абсолютные значения меньше по сравнению с изменчивостью годовых R_{30} . Так, $R_{30_{ca}}$ метеостанции Адлер в 4,5 раза, а метеостанции Владивосток только в 2,5 раза превышает показатель метеостанции Архангельск. При этом средние квадратичные отклонения равны 5,9; 3,2 и 0,95 ед. соответственно. Распределение самих величин эрозионного потенциала единичных ливней (R_{30}) для всех метеостанций во всех ландшафтных зонах и климатических поясах имеет ярко выраженную асимметрию с коэффициентами асимметрии от 0,8 до 5,6 (метеостанция Адлер), однако показатели асимметрии менее тесно связаны с абсолютными величинами средних. То есть повсеместно ливни с малой интенсивностью или с малым слоем резко преобладают — величина $R_{30_{ca}}$ большинства дождей (45–60%) не превышает 0,5 ед., а вклад экстремальных для данной местности ливней (обеспеченностью 5%) составляет 20–30% годовой суммы осадков [Литвин, 2002]. Пространственно-временная вариабельность интенсивности осадков одиночного ливня чрезвычайно сложна и на ближайшую перспективу не прогнозируема. Поля ливневых осадков отличаются многоочаговостью, слиянием и исчезновением ливневых очагов по мере движения дождя, сопровождающегося значительными изменениями его интенсивности. Чем интенсивней ливень, тем меньшую площадь он охватывает и быстрее убывание его слоя при удалении от центра; вместе с тем, чем больше слой дождя в его центре, тем больше неравномерность его выпадения. Площадь, одновременно охватываемая ливнем интенсивностью более 1,0 мм/мин, не превышает нескольких десятков квадратных километров, а линейное распространение в среднем ограничивается 10–20 км [Алибегова, 1985].

Эрозионные процессы при снеготаянии (талая эрозия) отличаются от ливневой эрозии единовременным охватом больших территорий и строгой сезонной и лан-

дшафтно-зональной приуроченностью. Подобные закономерности характерны для основных параметров факторов талого склонового водного стока — предвесенних запасов воды в снеге, глубины промерзания почв и ее влажности, определяющих общий потенциал талой эрозии.

Сопоставление карт предвесенних запасов воды в снеге (с учетом осадков периода снеготаяния) с картами максимальных снегозапасов в Северной Евразии демонстрирует схожесть их общих черт, т.е. снижение с северо-востока на юг и юго-запад на ЕТР, с севера на юг в Сибири и на Дальнем Востоке. Некоторые нюансы создают большая повторяемость оттепелей на юге, когда часть воды может стекать со склонов или впитываться в почву еще зимой, и региональные различия вероятности выпадения дождей в период снеготаяния. Временная вариабельность запасов воды в снеге в целом обратна их величине. По расчетам И.Д. Копанева [1982], на ЕТР коэффициент вариации C_v предвесенних запасов увеличивается с севера на юг от 0,2 до 0,5, на юге Сибири он изменяется от 0,2 до 0,3, на юге Восточной Сибири — от 0,15 до 0,25, в Приморье (юг Дальнего Востока) — в пределах 0,3–0,45. На фоне зональных закономерностей могут проявляться и региональные изменения, связанные с крупными формами рельефа. Так, на ЕТР отмечается увеличение снегозапасов с высотой (для равнин с высотой свыше 150 м абс.). Высотные градиенты составляют около 0,4 мм/м [Мишон, 1988]. Эта тенденция, однако, далеко не повсеместна.

Глубина промерзания и влажность почвы — главные аргументы потерь талого стока, в основном они определяются условиями климата, литологией и растительностью. Переувлажненная и промерзшая на глубину более 30–50 см почва слабо водонепроницаема, но при влажности не более двойной гигроскопичности водонепроницаемость не отличается от водонепроницаемости талой почвы, по которой весенний сток на склонах невозможен [Назаров, 1981]. Средняя глубина промерзания почв земледельческой зоны ЕТР снижается от 1,2–1,5 м на северо-востоке до менее 0,1 м на юге и юго-западе; в лесостепи Западно-Сибирской низменности она значительно больше и составляет 2–2,5 м. На ЕТР изолинии равного промерзания имеют почти долготное простираие за исключением крайнего юга, где в пределах Северного Кавказа оно меняется на широтное, а в нижнем Заволжье вновь отклоняется на север [Чекатилло, 1955]. На ЕТР изолиния промерзания 40 см (глубина, по данным А.Т. Барабанова [1993], лимитирующая склоновый сток) проходит по линии Ростов-на-Дону — Элиста, т.е. приблизительно соответствует северной границе неустойчивого снежного покрова. В Сибири и на Дальнем Востоке глубина промерзания почв не лимитирует сток, поскольку даже минимальная ее величина составляет 1,35 м (Приморье).

Влажность почв к началу их промерзания максимальна на северо-западе и минимальна на юго-востоке, где ее величина составляет 50–70% наименьшей полевой влагоемкости [Разумова, 1950]. Граница среднесезонной недонасыщенности почв влагой к началу промерзания (влажность меньше 50 мм в слое почвы 0–20 см) проходит гораздо севернее границы порогового промерзания — приблизительно по линии Воронеж — Казань — Ижевск. В Нечерноземной зоне ЕТР и в Сибири предзимняя влажность верхних слоев почвы на полях близка или равна наименьшей полевой влагоемкости за редкими исключениями, но на лесостепных стационарах ВНИАЛМИ «сухая мерзлота» наблюдалась в 8% случаев [Барабанов, 1993].

Временная вариабельность талого стока превосходит изменчивость его основных факторов — C_v слоя стока увеличиваются с севера на юг от 1,0–1,2 на серых

лесных почвах до 1,3–2,0 на североприазовских черноземах [Барабанов, 1993]. Высокая изменчивость объясняет отдельные случаи талого стока и смыва, отмечавшиеся на полевых водосборах в зонах неустойчивого снежного покрова. На севере в южно-таежной зоне при высокой влажности и бурном снеготаянии интенсивный сток и смыв возможны даже и по слабо промерзшей почве [Литвин и др., 1998].

Существенные детали в территориальное распределение стока вносят «неклиматические» компоненты агроландшафта — гранулометрия и агрегированность почв, а также агротехническое состояние полей (зябь + пар или «уплотненная пашня»). Минимальная изолиния талого стока с уплотненной пашни (5 мм) на ЕТР приблизительно совпадает с границей неустойчивого снежного покрова, а с зяби проходит значительно севернее — приблизительно по линии Ростов-на-Дону — Волгоград [Барабанов, 1993]. Для конкретных малых водосборов норма талого стока может существенно отличаться от зональной нормы — на ± 70 –90% [Мишон, 1988].

Интенсивность смыва почв в единичном случае стока зависит от гидрометеорологических условий осенне-весеннего периода и типа погоды в период снеготаяния. В.Н. Голосовым [2006] разработана качественная модель этого явления, в которой учтены мерзлотное состояние почвы, тип снеготаяния (солярный, адвективный), тип весны (дружная, затяжная). В отсутствие или при отрывочности данных натурных измерений подобные схемы полезны при ретроспективных оценках талой эрозии.

Трудно решаемой проблемой моделирования среднесуточной эрозии почв и анализа географии климатических факторов эрозии является выбор длительности временного интервала и периода сбора первичной информации. Длительность рядов наблюдений для определения достоверности среднесуточных величин отдельных показателей (R_{30} , гидрометеорологический параметр $K_{\text{гм}}$ Г.И. Швевса [1974], слой талого стока) может быть установлена статистическими методами. Но при выборе временного интервала возникает проблема многолетней динамики климата, заметно усилившейся в настоящее время. Вероятно, влияние глобальных изменений на климатические факторы эрозии почв имеет региональную специфику. С.В. Ясинский [2009] на основе анализа данных метео- и гидрологических наблюдений в центральной части ЕТР (с 1970-х гг.) зафиксировал как зонально-ландшафтные различия в увеличении среднегодовых сумм осадков и повышении среднегодовых температур воздуха, так и различия временного лага реакции стока с малых водосборов на эти изменения. В этот же период в лесостепи ЕТР натурными наблюдениями установлено существенное падение талого стока на обрабатываемых склонах [Петелько, Богачева, 2009; Petelko et. al., 2007], масштабы которого на юге лесной зоны несколько меньше [Литвин, Голосов и др., 1998]. Эрозионный потенциал дождя должен возрастать с ростом общего слоя осадков теплого периода, наблюдающегося в этот период. Однако и здесь вероятна региональная специфика — по данным метеостанций центра Среднерусской возвышенности количество стокообразующих дождей (со слоем более 10 мм) в последние годы выросло [Беляев и др., 2012], тогда как в Северном Приволжье рост среднегодового количества стокообразующих дождей проявился на четырех метеостанциях из шести, а достоверный рост R_{30} отмечен лишь на двух метеостанциях [Канатьева, Краснов и др., 2010а].

Факторы рельефа. Значение рельефа определяется его ролью в преобразовании потенциальной энергии поверхностных вод в кинетическую энергию склоновых потоков и его функциями в формировании и пространственном перераспреде-

лении многих компонентов эрозионно-склоновых подсистем ЭРС и ландшафта в целом — атмосферных осадков, почв, растительности, типов и технологий использования земель.

Физической основой роли рельефа в преобразовании потенциальной энергии поверхностных вод в кинетическую энергию склоновых потоков служит зависимость гидрологических и гидравлических параметров склоновых потоков от крутизны, длины и формы склона. Уклон водной поверхности склонового потока определяется крутизной склона, глубина — длиной линий тока (размером водосборной площади) и концентрацией стока в микроручейках, которая, в свою очередь, является сложной функцией длины и формы склона. Эмпирическая функция рельефа (в модели USLE — топографический фактор LI) выглядит как степенная зависимость: $M_{W_s} = f(L_{скл}^p \cdot I_{скл}^n)$, где M_{W_s} — средний для склона модуль смыва; $I_{скл}$ — уклон; $L_{скл}$ — длина склона; n и p — показатели степени при уклоне и длине соответственно. Совершенствованию этой функции с учетом взаимосвязанного влияния на смыв длины, крутизны склона и других факторов стока посвящены многочисленные исследования [Ларионов, 1993; Светличный и др., 2004]. В эмпирической статистической модели, даже усложненной многими нелинейными зависимостями, невозможно отразить все прямые и обратные связи между смывом и основными параметрами рельефа — длиной и крутизной склона [Ларионов, 1993].

Весьма сложен вопрос о границах территории, морфологические параметры рельефа которой следует оценивать. Обычно графической моделью рельефа элементарной единичной эрозионно-склоновой системы служит единичная линия тока, т.е. линия максимальных уклонов, пересекающая склон от водораздела до тальвега или днища линейной эрозионной формы (балки, долины реки). Строго говоря, такая модель адекватна только для крутых элементарных склонов, т.е. склонов с однонаправленным и одинаковым по величине вектором составляющей силы тяжести (например, для крутых склонов дорожных откосов, насыпей и т.д., где развивается густая сеть параллельных микрорусел). На менее крутых и более длинных элементарных склонах, характерных для пашни равнинных территорий, микроручьи, блуждая по поверхности склона, сливаясь и вновь расходясь, образуют каскадную систему типа речной. Очевидно, что каждая такая система микроручейков представляет собой «простую» систему и в идеале должна быть представлена собственной линией тока, ширина и площадь водосбора которой трудноопределимы. При пахоте вдоль склона ширина склонового водосбора часто равняется ширине захвата обрабатывающего орудия. Еще большие трудности в установлении характеристик рельефа в эрозионно-склоновых системах возникают в пределах сложных секторных элементарных склонов «сходящихся» и «расходящихся» типов [Литвин, 1983, 2002]. Обособление самих систем элементарных склонов не представляет особых трудностей. Их латеральные границы трассируются «морфоизогафами» — линиями, соединяющими на карте точки с нулевой кривизной горизонталей [Степанов, Лошакова и др., 1987]. Однако внутри такой системы элементарных склонов может располагаться несколько «простых» эрозионно-склоновых систем. Так, в пределах секторных расходящихся систем элементарных склонов в их нижней части между водосборами микроручейковой сети (простыми эрозионно-склоновыми системами) располагаются вытянутые «треугольные» ареалы плоскостного стока (или отсутствия стока). В этом случае использование в расчетах длины и крутизны основного склона даст завышенные результаты смыва, так как протяженность по склону «треугольных» ареалов меньше длины основного склона, а уклоны

соответствуют уклонам в его средней и нижней частях. В секторных сходящихся элементарных склоновых системах длина осевой линии стока будет максимальной, а уклоны ее нижней части минимальными. Здесь поток, как правило, сосредотачивается в едином русле, меняется тип эрозионного процесса и для оценки смыва требуются уже «русловые» зависимости. По эмпирическим данным европейских и американских исследований смыв в руслах ложбин составляет в среднем 30–40% от общего смыва почвы с ее водосбора [Голосов, 2006]. При талой эрозии смыв с ложбинных водосборов в разы превышает смыв с выровненных поверхностей склонов [Литвин, Голосов и др., 1998; Голосов, 2006]. Эти сложности увеличиваются при наличии ярусности рельефа, когда различные системы элементарных склонов сменяют друг друга вдоль единой линии тока, а также на «гофрированных» склонах с густой сетью субпараллельных микропотяжин. На практике учет формы склона сводится к использованию в моделях эрозии различных коэффициентов «формы склона» [Wischmeier, Smith, 1978; Швец, 1974; Ларионов, 1993].

При моделировании природно-антропогенной эрозии почв приходится иметь дело не со склонами, ограниченными естественными рубежами стока, а с участками «природных» склонов, ограниченными еще и антропогенными рубежами (границами сельскохозяйственных угодий, дорогами, канавами и т.п.). Эти участки отличаются не только спецификой проявлений эрозии почв, но и морфологией рельефа. Наиболее существенные отличия связаны с земледельческим использованием территории. Именно агротехникой определяются такие важные параметры мезорельефа, как размеры поля, длина и крутизна распахиваемых участков «естественных» склонов, густота и литодинамические характеристики рубежей стока. Основными причинами сложности моделирования представляются: выборочность земледельческого освоения, конструирование склоновых водосборов сетью антропогенных рубежей стока, оказывающих существенное влияние на процессы эрозии почв, образование пахотного микро- и нанорельефа — качественно нового типа рельефа с циклической динамикой морфологии.

Выборочность освоения обуславливает коренные отличия морфометрических параметров пахотных склонов и общих для склонов вмещающих ландшафтов. На равнинах это ограничение крутизны пахотных склонов (не более 12°), а в областях избыточного увлажнения — переувлажненные плакоры с малыми уклонами. В тоже время механизированная обработка и технологически необходимое сгущение рубежей стока обуславливают исключение из пашни слишком коротких склонов (десятки метров) и «укорачивание» очень длинных склонов. На плоских равнинах размеры полей, а значит, длина линий тока, не могут увеличиваться бесконечно из-за необходимости наличия сети полевых дорог.

Чрезвычайно изменяет морфометрические параметры склонов антропогенное «конструирование» склоновых водосборов, т.е. расчленение единого природного склона антропогенными рубежами стока на самостоятельные водосборы или объединение частей различных склонов в единый массив пашни. Несовпадение антропогенных и природных рубежей стока — повсеместное явление; при этом линии тока обычно ограничиваются и теми, и другими. Динамика морфометрических характеристик пахотного мезорельефа зависит в основном от смены технологий и социально-экономических условий земледелия. Такие перемены, как реформа 1861 г., организация колхозов, сплошная механизация 1950-х гг., приводили к коренным изменениям границ угодий, а следовательно, к изменениям длины и крутизны распахиваемых склонов.

Микро- и нанорельеф пахотных земель — это особая категория чрезвычайно динамичного антропогенного рельефа, играющего определяющую роль в про-

цессах концентрации стока и формировании микроручейковой сети — главного агента эрозионной мобилизации и транспорта почвенных частиц. Упорядоченность, ориентировка, глубина и высота борозд и гребней на пашне зачастую определяют форму и структуру микроручейковой сети, а тем самым — гидравлические и эрозионные параметры струйчатых потоков. Яркую иллюстрацию этого явления для талого стока на Приволжской возвышенности представил Д.Л. Арманд [1958]: на плане (масштаб 1 : 1000) видно, что направление водороев совпадает с направлением борозд, а не с направлением линий тока. Микроручьи по разъемным бороздам иногда пересекают тальвеги микроложбин, формируя сложную сеть с единичными фуркациями. На участке поперечной пахоты сформировались древовидные сети микроручьев, стволовая часть которых располагалась на микроводоразделах. Даже такие незначительные детали, как вид зяблевой обработки (грубая или боронованная), могут изменять интенсивность смыва до порядка величины [Литвин, Голосов и др., 1998]. Подобные факты с учетом неизбежных преобразований нанорельефа после каждой обработки делают крайне сомнительными оценки единичных эпизодов смыва даже с помощью «физически обоснованных» моделей эрозии почв.

Одна из ландшафтоформирующих функций рельефа — перераспределение тепла и влаги и, как следствие, почв, растительности и других компонентов ландшафта и эрозионно-склоновых систем. В некоторых эмпирических моделях эрозии почв эта функция рельефа учитывается в основном «экспозиционными коэффициентами» [Швебс, 1974; Сурмач, 1992], но по мере усиления физической обоснованности моделей на первое место выдвигается детализация пространственных оценок самих факторов эрозии и стока. В этом отношении наиболее значимо влияние рельефа на размещение почв разных типов — объекта и одновременно важнейшего фактора эрозии. «Рельеф является “законодателем” структуры почвенного покрова и служит основой почвенной картографии» [Добровольский, Урусевская, 2004, с. 101]. Особенно актуален учет связей почвенных комбинаций с элементами мезорельефа, для которого могут быть использованы графические модели «почва — элементы мезорельефа» с аргументами «ландшафтные зоны», «типы рельефа», «литология материнских пород» [Урусевская, 1990; Фридланд, 1972]. Экспериментальными крупномасштабными съемками зафиксированы связи отдельных эрозионно значимых свойств почв с деталями морфологии рельефа, положением единичных склоново-эрозионных систем по отношению к рельефу и экспозицией склона, например, различия в содержании гумуса почв водораздельных и прибалочных склонов и их связи с микро- и даже нанорельефом склонов [Сорокина, Когут, 1997], водопроницаемости почв с крутизной склонов [Ларионов, 1993] и т.д. Подобные закономерности недостаточно систематизированы, не определены региональные границы их применимости, хотя усовершенствование моделей эрозии почв потребует детализации пространственного распределения факторов, не достижимого прямыми измерениями параметров.

Морфометрические параметры склона являются территориально чрезвычайно вариабельными на всех уровнях оценки и в то же время наиболее информационно обеспеченными благодаря наличию топографических карт на всю территорию суши. Разномасштабные топографические карты и цифровые модели рельефа позволяют получать пространственно распределенную и максимально точную характеристику рельефа склонов, не сравнимую по этим свойствам ни с одним из остальных факторов. На обширных территориях (ЭРС речных бассейнов, геоморфологических районов и т.п.) для получения средних величин и параметров статистических распределений уклонов и длин склонов безальтернативными явля-

ются методы картографо-статистических оценок с проведением измерений по случайной сети точек [Литвин, Миргородская, 1976; Литвин, 2002].

На региональном уровне оценок (геоморфологические районы, бассейны рек) значения эрозионного индекса рельефа (LI -фактора), длины и крутизны пахотных склонов в целом положительно коррелируют с орографией и общей «энергией рельефа». Корреляцию осложняют нюансы, связанные с литологией покровных отложений, историей развития рельефа, а также агротехническими ограничениями в использовании склонов определенной крутизны и длины. На европейской территории России LI пахотных склонов расчлененных возвышенностей на порядок величины превышают LI пашен плоских аккумулятивных низменностей. Абсолютные величины средних по геоморфологическим районам LI варьируют от 0,2 до 2,5 ед., а коэффициенты вариации внутрирайонных выборок — от 0,7 до 1,7 ед. Несколько меньшая вариабельность отмечается для соответствующих параметров крутизны склонов — от 1,0 до 5,5% (среднерайонные уклоны) и от 0,6 до 1,5% (среднерайонные C_v). Наименьшей вариабельностью отличается длина склонов: максимальные межрайонные различия — 2,5–3 раза, а величина C_v — от 0,5 до 6,9.

На равнинах Северной Евразии статистические распределения крутизны, длины склонов и LI в большинстве геоморфологических районов отличаются ярко выраженной левосторонней асимметрией, т.е. преобладанием площадей с относительно малыми величинами этих параметров [Литвин, 2002]. Показатели асимметрии (A_c) распределений крутизны склонов для большинства морфологических районов превышают 2–3 ед., т.е. распределения относятся к средне- и сильноасимметричным. Положительная асимметрия характерна и для районных распределений длины склонов, точнее, длин линий стока. Для большинства морфологических районов характерна положительная, но менее выраженная асимметрия длин линий тока. Внутрирайонные коэффициенты вариации (C_v) обычно также снижены на 20–30% относительно вариабельности крутизны склонов. Показатели вариабельности и асимметрии LI несколько превосходят соответствующие показатели распределения крутизны склонов — A_c варьирует от 1,4 до 6,1, внутрирайонное C_v — от 0,7 до 1,7.

В целом асимметричность распределений крутизны склонов объясняется историей формирования рельефа равнин — суммарным преобладанием процессов аккумуляции, рассредоточенной по всей территории, малой высотной амплитудой и соответственно неглубоким вертикальным расчленением, линейными эрозионными формами. В целом, чем более расчленена местность, тем менее выражена асимметрия и для отдельных геоморфологических районов распределения приближаются к нормальным. Расчлененные и холмисто-моренные возвышенности отличаются более высокими значениями LI и крутизны склонов, чем молодые приморские равнины и задровые низменности [Литвин, 2002].

Вариабельность морфометрических параметров пахотного мезорельефа на локально-точечном уровне обобщения весьма разнообразна. В пределах каждой даже элементарной эрозионно-склоновой системы, как правило, крутизна поверхности изменяется от близких к нулевым значений в водораздельной части до нескольких градусов, а длина линий стока — до нескольких сотен метров. Велика вариабельность и для небольших однородных по рельефу территорий — на равнине в украинской лесостепи C_v длин склонов изменяется от 0,39 до 0,72, уклонов — от 0,37 до 0,83 [Светличный и др. 2004].

Антропогенные преобразования границ эрозионно-склоновых систем вносят коррективы, способствующие как увеличению, так и снижению этого разнообразия. Естественно, в пределах мало расчлененного и «просто» устроенного ре-

льефа изменчивость параметров склонов наименьшая, т.е. разнообразие зависит от типа рельефа и площади геоморфологического района. Вариабельность морфометрических параметров в значительной степени связана с детальностью исходного источника топографической карты или цифровой модели рельефа. Информацию о степени этого влияния получают измерением крутизны и длины линий стока на картах разных масштабов, что необходимо для получения поправочных коэффициентов [Голосов и др., 2011; Канатьева и др., 2012]. Следует отметить, что результаты таких сопоставлений зависят как от типа рельефа, так и от площади ключевого участка [Берлянт и др., 1980].

Факторы почв. Главные функции почвы в системе поверхностной эрозии — формирование слоя стока воды и противостояние процессам собственного разрушения стекающими водами. В обоих случаях механизмы этих функций чрезвычайно сложны и недостаточно изучены, несмотря на многочисленные исследования и разработку десятков математических моделей [Митчел, Бубензег, 1984; Лисецкий и др., 2012]. Основными показателями стокорегулирующей функции почв являются их водопроницаемость и водовместимость. Противоэрозионная устойчивость почв оценивается разнообразными и разноразмерными показателями, характеризующими либо интенсивность смыва (смываемость), либо сопротивление или пороговые гидравлические условия смыва [Кузнецов, 1981; Бастратов, 1994]. В модели USLE смываемость (эродируемость) почв $K_{ф.эп}$ оценивается массой смытой с 1 га почвы на единицу эрозионного индекса дождя R_{30} .

Обе почвенно-эрозионные функции имеют сходный набор факторов: 1) водно-физические и химико-биологические свойства почвы; 2) тип и интенсивность атмосферных осадков с сопутствующими сезонными климатическими состояниями ландшафта и самой почвы; 3) характер и степень антропогенного преобразования почвенного покрова и растительности; 4) характер и степень эрозионного преобразования почв. В первой, собственно почвенной, группе определяющими факторами являются содержание гумуса, агрегатный состав и водопрочность агрегатов, гранулометрический состав, плотность, способность почв к набуханию и смачиванию, связанная с составом поглощающего комплекса, свойствами глинистых минералов и засоленностью [Назаров, 1970; Кузнецов, 1981]; во второй — генетический тип стока (талый, ливневой) с присущими ему климато-гидрологическими особенностями; в третьей — тип использования земель; в четвертой — степень эродированности почв различных генетических типов.

Водопроницаемость и противоэрозионная стойкость почв связаны между собой вследствие общности основных факторов обеих функций почвы. Это демонстрирует сравнение результатов определения водопроницаемости методом заливаемых площадей [Назаров, 1970] и вычисленных оценок $K_{ф.эп}$ основных типов пахотных почв России (табл. 2.25).

Таблица 2.25

Водопроницаемость и относительная смываемость пахотных почв России

Почвы	Водопроницаемость $K_{ф.}$, мм/мин [Назаров, 1970]	Относительная водопроницаемость*	Смываемость $K_{ф.эп}$, т/га·ед. R_{30}	Относительная смываемость*
Дерново-подзолистые	0,60	0,30	3,3	2,1
Серые лесные	0,84	0,42	2,8	1,75

Почвы	Водопроницаемость K_{ϕ} , мм/мин [Назаров, 1970]	Относительная водопроницаемость*	Смываемость $K_{\phi, \text{эп}}$, т/га·ед. R_{30}	Относительная смываемость*
Темно-серые лесные	1,59	0,80	2,5	1,6
Черноземы выщелоченные	1,73	0,87	1,6	1,0
Черноземы типичные	2,11	1,07	1,8	0,9
Черноземы обыкновенные	1,98	1,00	1,6	1,0
Черноземы южные	1,36	0,69	1,6	1,0
Темно-каштановые	1,17	0,59	2,1	1,3
Каштановые	0,84	0,42	2,6	1,6

*Относительно показателей чернозема обыкновенного.

Данные по смываемости (см. табл. 2.25) показывают, что противоэрозионная стойкость зональных типов почв снижается к югу и северу от области черноземов. Противоположно направленные тренды демонстрируют изменение водопроницаемости. Конечно, это очень упрощенная картина. По классификации водопроницаемости почв, предложенной Д.Л. Арманом [1961], учитывающей влияние структурности и гранулометрического состава почв, к одному классу относятся, например, как тяжелосуглинистые почвы с высокой водопрочностью структуры (черноземы), так и песчаные подзолистые почвы.

На точечно-локальном уровне вариабельность водопроницаемости в зависимости от физических свойств почвы и агротехнического состояния поля еще более значительна. Для пахотных почв характерна цикличная изменчивость их плотности после обработок (от 0,9 до 1,5 г/см³). Расчеты по эмпирической формуле зависимости водопроницаемости от плотности показали, что коэффициенты фильтрации ($K_{\text{вп}}$), например, чернозема карбонатного при изменении плотности от 1,09 до 1,35 г/см³ снижаются в 3,5–4 раза [Кузнецов и др., 1990].

Особая причина вариабельности водопроницаемости на точечно-локальном уровне — эродированность почв, с которой связаны многие физико-химические факторы водопроницаемости: агрегированность, гумусность, плотность и т.д. Снижение водопроницаемости эродированных почв количественно неоднозначно. По экспертным и экспериментальным оценкам для эродированных почв одного генезиса она разнится в 2–3 раза [Литвин, 2002]. Снижение впитывания эродированными почвами проявляет достаточно выраженную зависимость от агротехнического состояния поля. В Бийско-Енисейской почвенной провинции относительная интенсивность впитывания оподзоленных черноземов на кукурузном поле составляла для слабосмытых разностей 0,87, для среднесмытых — 0,43 от впитывания на несмытых разностях. Там же, в поле пшеницы, интенсивность впитывания среднесмытых разностей составляла 0,36, а в поле овса — 0,5 [Хмелев, Танасиенко, 1983].

Потери талого стока в основном определяются зависимостями инфильтрации от почвенно-климатических условий (влажности и глубины промерзания почв),

а также образованием водонепроницаемого «запирающего» слоя в период снеготаяния [Калюжный, Павлова, 1981]. Многочисленные физические эксперименты подтвердили, что «собственно почвенными» параметрами, определяющими водопроницаемость мерзлых почв, являются величина и структура порозности почв и их способность удерживать влагу, которые в определенной мере связаны с генезисом почв. В целом изменчивость стока по генетическим типам на средне- и тяжелосуглинистых почвах достигала 40% (между черноземами мощными, тучными и дерново-подзолистыми), а общий размах поправок с учетом механического состава и зональности составлял для зяби 85%, для уплотненной пашни 60% [Сурмач, 1985].

На точечно-локальном уровне вариабельность потерь талого стока связана с изменением плотности почв и их гранулометрического состава. Влияние плотности настолько существенно, что отдельные оценки коэффициента стока на склонах под зябью-паром и остальными видами обработки («уплотненная пашня») нашли отражение в картах слоя талого склонового стока ЕТР [Барабанов, 1993]. На основе анализа обширных данных по стоковым площадкам В.Е. Водогрещкий [1979] предложил использовать поправки к величине коэффициента стока с учетом механического состава почв, зонального увлажнения и промерзания. В лесной зоне ЕТР снижение коэффициента стока для супесчаных почв по отношению к суглинистым составляет от 35 до 15% (при изменении уклонов от 0,03 до 0,15), а для степной зоны Сибири — около 7% (при уклонах от 0,005 до 0,06).

Противоэрозионная устойчивость почв, т.е. способность противостоять дезинтегрирующему воздействию склоновых потоков и дождевых капель, обозначается различными терминами и показателями — противоэрозионная стойкость почв [Кузнецов, 1981], интенсивность смыва в эталонных условиях (смываемость — $K_{ф.эп}$ в модели USLE [Wischmeier, Smith, 1978]) и др.

Несмотря на многочисленность экспериментальных исследований, использование их данных для анализа пространственного распределения противоэрозионной устойчивости почв затруднительно из-за методического разнобоя. В настоящее время имеются банки данных смываемости почв, созданные с использованием модернизированной методики Г.И. Швевса для Украины [Лисецкий и др., 2012] и методики Г.В. Бахракова [1994] для областей запада России. Наиболее географически обширны сведения о $K_{ф.эп}$ (USLE) для пахотных почв Северной Евразии [Ларионов, 1993; Кирюхина, Пацукевич, 2001].

В модели USLE для оценки смываемости почв при ливнях $K_{ф.эп}$ использовано отношение среднемноголетней величины смыва со стандартной площадки под паром к среднемноголетней величине эрозионного индекса (потенциала) дождя R_{30} . Была разработана модель-уравнение с пятью аргументами: содержание пыли + мелкого песка (фракция 0,1–0,001 мм), песка (фракция 0,1–1,0 мм), гумусированность почвы (%), характер почвенной структуры (четыре класса) и водопроницаемость (шесть классов) [Wischmeier et al., 1971].

Полевые и экспериментальные исследования в Северной Евразии обнаружили тесную связь противоэрозионной устойчивости с почвами разных генетических типов, обусловленную значительными различиями их водно-физических и химических свойств. Она увеличивается в ряду: дерново-подзолистые почвы → серые лесные почвы → почвы черноземного типа и снижается в ряду черноземы → каштановые почвы → солонцы [Кузнецов, 1981]. Результаты расчетов $K_{ф.эп}$ для широкого спектра пахотных почв России подтвердили принципиальную верность этого положения [Кирюхина, Пацукевич, 2001; Ларионов, 1993; Баженова, Любцова и др., 1997].

Анализ карты смываемости пахотных почв России, составленной З.П. Кирюхиной [Литвин, 2002], демонстрирует квазизональность и сходство общих черт географии противозрозионной устойчивости почв с расположением почвенных зон и провинций [Добровольский, Урусевская, 2004]. Это обстоятельство отражает главенство зависимости $K_{ф.эп}$ от гумусированности и агрегированности почв. Ряды генетических типов почв ЕТР по величине $K_{ф.эп}$ [Кирюхина, Пацукевич, 2001] практически полностью соответствуют рядам почв по содержанию гумуса по М.М. Кононовой (табл. 2.26). Коэффициенты вариации оценок $K_{ф.эп}$ для почв одного генетического типа и механического состава невелики и варьируют от 14 до 32%. Общая амплитуда изменчивости абсолютных величин $K_{ф.эп}$ для всего спектра генетических типов пахотных почв ЕТР достигает 3 ед., а максимальная разность по механическому составу присуща дерново-подзолистым почвам на покровных суглинках — 1,3 ед. $K_{ф.эп}$ (см. табл. 2.26).

Таблица 2.26

Эродлируемость основных типов почв европейской части России
($K_{ф.эп}$, т/га-год ед. R_{30} [Кирюхина, Пацукевич, 2001])

Тип почвы	Гранулометрический состав*	$K_{ф.эп}$ (среднее)	σ^*	$C_v, \%^*$
Дерново-подзолистая на покровном суглинке	сгл	4,2	0,57	13,6
Дерново-подзолистая на морене	сгл	3,1	0,53	17,1
Светло-серая лесная	гл; тсг	2,87	0,43	14,8
Серая лесная	гл; тсг	1,80	0,36	20,0
Темно-серая лесная	гл; тсг	1,40	0,38	27,1
Чернозем оподзоленный	гл; тсг	1,20	0,33	27,5
Чернозем выщелоченный	гл; тсг	1,16	0,29	25,0
Чернозем выщелоченный	ссг	1,40	0,39	27,9
Чернозем выщелоченный	лсг	1,60	0,20	12,5
Чернозем типичный	гл; тсг	1,30	0,40	30,8
Чернозем обыкновенный	гл; тсг	1,16	0,28	24,1
Чернозем обыкновенный	ссг	1,30	0,19	14,6
Чернозем южный	гл; тсг	1,20	0,39	32,5
Чернозем южный	ссг	1,50	0,48	32,0
Чернозем южный	лсг	2,00	0,38	19,0
Темно-каштановая	гл; тсг	2,00	0,53	26,5
Каштановая	гл; тсг	2,50	0,33	13,2
Каштановая	сп	2,30	0,27	11,7

* Гранулометрический состав: гл — глинистый; тсг — тяжелосуглинистый; ссг — средне-суглинистый; сг — суглинистый; лсг — легкосуглинистый; сп — супесчаный; σ — среднее квадратическое отклонение; $C_v, \%$ — коэффициент вариации.

По водопроницаемости почвы пахотных склонов ЕТР относятся ко второму и третьему классам уравнения Уишмейера — Джонсона — Кросса [Wischmeier et

al., 1971]; различия в их смываемости по этому признаку не превышают 10%. Вариабельность структурного состояния почв от первого до четвертого классов обеспечивает изменение смываемости на $0,5 K_{ф.эп}$. Однако сам показатель (содержание водопрочных агрегатов более 0,25 мм) достаточно изменчив в зависимости от вида культуры и предшественника, он варьирует от 38 до 54% [Францессон, Блинов, 1951], т.е. одна и та же почва может быть отнесена к трем разным классам (по номограмме Уишмейера — Джонсона — Кросса, [Wischmeier et al., 1971]) в зависимости от года и места отбора образцов.

На точечно-локальном уровне вариабельность противоэрозионной устойчивости почв связана как с пространственной неоднородностью почвенного покрова, так и с вариабельностью водно-физических и химических свойств в пределах генетически единой почвенной единицы. При детальном картографировании резко возрастает дробность деления почвенного покрова. Так, экспериментальная почвенная съемка (масштаб 1 : 500) в лесостепной зоне (Среднерусская возвышенность) показала, что почвенный покров даже на плоском водораздельном участке площадью 1 га представлен четырьмя типами черноземных почв. Различия в содержании гумуса достигают 1%, а на склоновом участке такого же размера — 3% [Сорокина, Когут, 1997], что приблизительно соответствует различию в 0,9–1,0 ед. $K_{ф.эп}$. На вариабельность содержания гумуса оказывают влияние даже детали нагорельефа — ложбины глубиной 10 см; ежегодная потеря гумуса чернозема типичного в результате выпашивания составляет в среднем 0,03%. На практике при почвенной съемке с использованием наиболее распространенного масштаба 1 : 25 000 рекомендуемое число разрезов для отбора образцов составляет от 0,75 до 2 на 1 тыс. га, а один анализ физических свойств почв характеризуют площади 4–8 тыс. га [Общесоюзная инструкция..., 1973]. При использовании таких данных в расчетах необходимо учитывать их неоднозначность. Проблемой также является несовпадение границ почвенных территориальных единиц с границами агротехнических выделов-полей, в пределах которых циклически синхронно изменяются такие важные параметры, как плотность и водопроницаемость.

Важный фактор современной пространственной дифференциации противоэрозионной устойчивости почв — разная степень эродированности старопашотных почв в пределах единого склона. В результате смыва в пахотном горизонте почв черноземного ряда снижается содержание гумуса, изменяются механический состав, содержание и размеры водопрочных агрегатов. Только потери гумуса составляют для черноземов и темно-серых лесных почв 20, 40 и 60% для трех возрастающих степеней эродированности [Лисецкий и др., 2012]. Соответственно снижается противоэрозионная устойчивость почв, однако в ее многочисленных относительных оценках для эродированных почв черноземного ряда имеются существенные расхождения, зависящие от ее снижения при максимальной эродированности с 2–3 раз [Швебс, 1974] до 1,25 раза [Сурмач, 1976].

Для дерново-подзолистых почв зависимость противоэрозионной устойчивости почв от степени эродированности неоднозначна, поскольку распределение по почвенному профилю свойств, отвечающих за устойчивость, здесь резко дифференцировано, так как нижние почвенные горизонты, часто более плотные и глинистые, более устойчивы к смыву. Прямые определения размывающих скоростей подтверждают увеличение устойчивости смытых дерново-подзолистых и серых лесных почв: размывающие скорости для слабо-, средне- и сильносмывтой дерново-подзолистой почвы Валдайской возвышенности равны 0,21, 0,34 и 0,25 м/с соответственно [Флесс, 1985]. В.И. Косоножкин [1992] получил в эксперименте

размывающие скорости потока на свежевспаханной зяби: 0,14, 0,18 и 0,19 м/с для несмытой, средне- и сильносмытой разностей темно-серой лесной почвы.

Статистический анализ смываемости (по $K_{ф.эп}$) дерново-подзолистых почв, проведенный на Боровской учебно-научной станции МГУ, показал отсутствие достоверных различий между эродируемостью несмытых, слабо- и среднесмытых разностей (т/га·ед. R_{30}) при средней величине $K_{ф.эп} = 4,3$ (табл. 2.27).

Таблица 2.27

Вариабельность противоэрозионной стойкости дерново-подзолистых почв экспериментальных водосборов (Боровская УНС МГУ)

Экспериментальный водосбор; почва	Смываемость (т/га·ед. R_{30}) *					
	n	$\frac{\text{мин}}{\text{макс}}$	$K_{ф.эп}$ среднее	Σ	$C_v\%$	M
Сенокосная балка						
Правый водосбор	9	4,3/4,8	4,5	0,23	5,1	0,08
Левый водосбор	7	4,1/4,7	4,4	0,23	5,2	0,09
Егоров овраг						
	18	4,2/4,6	4,3	0,13	3,0	0,03
Балка Митенки						
	4	3,8/4,5	4,1	0,29	7,1	0,14
Категории эродированности почв						
Несмытые	16	3,8/4,8	4,32	0,23	5,3	0,06
Слабосмытые	11	4,0/4,6	4,32	0,22	5,1	0,07
Среднесмытые	9	4,2/4,6	4,38	0,15	3,4	0,05

* n — число определений; σ — среднее квадратичное отклонение; $C_v\%$ — коэффициент вариации; m — ошибка средней.

Различия в смываемости почв экспериментальных водосборов площадью до десятка гектаров приблизительно равны амплитуде вариаций по категориям эродированности — 0,4 ед. $K_{ф.эп}$. Таким образом, противоэрозионная устойчивость дерново-подзолистых эродированных почв может быть выше, чем стойкость неэродированных разностей.

В целом пространственное распределение стокорегулирующих свойств и противоэрозионной устойчивости пахотных почв соответствует зональному распределению почв разных генетических типов с существенной коррекцией по гранулометрическому составу. На точечно-локальном уровне обе эти функции чрезвычайно вариабельны. В настоящее время нет универсальных моделей для их оценки, а главное, отсутствуют сведения о пространственном распределении факторов-аргументов таких моделей. Кроме того, зависимость от динамических состояний почвы (времени и видов обработки, предшествующих культур и т.д.) придает вероятностный характер оценкам вне зависимости от плотности и количества определений.

Факторы растительности. Агротехнические факторы. «При изучении почвенной эрозии становится ясным, что ключом к пониманию всех процессов, связанных с возникновением и развитием эрозии, служит эффективный растительный покров» [Киркби, 1984, с. 15]. Влияние растительности на сток и смыв наиболее

тесно взаимосвязано с другими факторами (агротехникой, противоэрозионной устойчивостью почв, интенсивностью осадков и крутизной склонов [Петров, 1977; Ларионов, 1993]), и сама растительность оказывает непосредственное воздействие на пространственное распределение других факторов — климатических и почвенных. Прямые и обратные связи растительность — сток — эрозия чрезвычайно многовариантны и ландшафтно обусловлены [Литвин, 2002]. Вероятно, это является основной причиной вариабельности экспериментальных оценок (в несколько раз) даже такого однородного растительного покрова, как многолетние травы [Лисецкий и др., 2012].

Физическую сущность влияния растительности на эрозию и сток составляют: 1) задержание осадков надземными частями растений и растительным опадом; 2) транспирация влаги и сокращение «непродуктивного» испарения; 3) повышение инфильтрационных свойств почвы за счет ее предохранения от ударного действия дождевых капель и создание контакта воды с почвой по всей поверхности; 4) увеличение порозности почвы за счет образования крупных пор и полостей при отмирании корней; 5) снижение скорости стекания воды за счет изменения шероховатости ложа потоков; 6) повышение водопрочности почвенной структуры; 7) снижение эродирующей способности потоков и дождя за счет защиты почвы наземными частями растений и опадом от турбулизирующего действия дождя; 8) резкое увеличение противоэрозионной стойкости почв за счет армирующего действия мелких корней и растительных остатков; 9) кольматаж наносов. Количественно оценена роль только нескольких, хотя и ведущих, факторов: воздействие растительности на скорость склоновых потоков, защита поверхности от ударов капель, армирование почвы корнями и интенсивность фильтрации. Экспериментальные оценки частных факторов показывают высокую вариабельность результатов, а часто они трудно сопоставимы. Так, амплитуда колебаний коэффициента шероховатости Маннинга для определенного состояния травянистой растительности достигает 2–3 раз, что равно разнице в шероховатости, создаваемой густым травяным покровом и пшеницей; экспериментально доказано, что растительность препятствует возникновению в потоке волн, усиливающих разрушение почвы [Ларионов и др., 2011] и т.д., т.е. растительность снижает интенсивность эрозии почв.

Почвозащитная роль оценивается дифференцированно для естественной и культурной растительности (агроценозов). О глобально-региональных закономерностях пространственного распределения соответствующих ареалов можно судить по схеме эрозионного районирования [Литвин, 2002] или по мелкомасштабным картам земельных угодий, а на локально-точечном уровне — по картам внутрихозяйственного землеустройства. Для Северной Евразии характерны ландшафтно-климатическая обусловленность размещения типов использования земель, смены к югу естественной растительности тундр и лесов с преобладанием агроценозов, на юго-востоке и юге — растительностью пастбищных сухих степей и полупустынь.

На обрабатываемых землях (земледельческая эрозия почв) влияние биологических свойств культурной растительности и агроценозов трудно отделить от влияния агротехники, поскольку они в системах земледелия, хотя и разнообразны, но неразрывно связаны. Главным здесь является циклическое повторение вспашки и предпосевных обработок, когда со склонов полностью (иногда частично) удаляется поверхностная биомасса, сменяемая культурами с почвозащитными свойствами от нуля до максимальных для каждой культуры. Поэтому

почвозащитные свойства культурной растительности неразрывно связаны с внутригодовыми и внутрисезонными распределениями эрозионной способности атмосферных осадков.

Зависимость почвозащитных свойств полевых культур от агротехники и временного распределения осадков ярко проявляются при анализе географии этих свойств на обширных территориях. Анализ количественных оценок почвозащитных свойств полевых культур при ливневой эрозии на европейской части России [Ларионов, 1993] показывает, что при существенных различиях в агротехнике (отвальная или плоскорезная обработка) эффективность защиты озимыми культурами максимально возрастает в лесостепных районах в 2 раза, эффективность защиты густопокровными яровыми — в 1,8 раза. Еще более наглядными эти различия становятся при широком внедрении так называемых минимальных и «нулевых» обработок. Менее контрастны различия, обусловленные многообразием региональных соотношений стадий обработки и развития культур с одной стороны и внутрисезонным распределением ливней с другой в лесостепных районах для озимых, яровых и высокостебельных пропашных культур, в европейской части России они составляют 1,2–1,3 раза.

Динамика почвозащитных свойств полевых агроценозов наиболее исследована, но и для ее оценки приходится прибегать к методу «черного ящика», сравнивая параметры стока и смыва при определенном состоянии культуры (вспашка, предпосевная обработка + посев, стадии роста проективного покрытия, уборка урожая) с теми же параметрами при содержании поля под паром или пропашными. Стадии развития культуры на точечно-локальном территориальном уровне определяют основную тенденцию внутригодовой динамики эрозии на локально-точечном уровне (склон, поле севооборота). В умеренном поясе на склонах под полевыми культурами максимальная доля смыва приходится на предпосевную обработку + посев + проективное покрытие — 10%, когда амплитуда внутригодовой почвозащитной способности достигает 200–300% и более. Значительные нюансы во внутригодовую динамику почвозащитной способности при оценке ливневой эрозии в разных ландшафтно-климатических зонах вносят соотношения периодов состояния культуры со спецификой внутрисезонного распределения стокообразующих осадков (R_{30}) [Wischmeier, Smith, 1978].

При оценках талого стока дело упрощается благодаря сокращенному набору агротехнических состояний полей, который сводится к их 5–6 видам (зябь, озимые, стерня, многолетние травы и т.д.), а также постоянству биологических свойств культуры в конкретном единичном эпизоде стока. Однако и в эпизодах единичного талого стока роль специфики проявления климатических факторов достаточно существенна [Голосов, 2006].

На территории бывшего СССР было выделено 62 района, отличающихся как характером внутрисезонного распределения R_{30} , так и сроками сева и фазами развития основных культур [Ларионов, 1993]. Среднемноголетние эрозионные индексы отдельных групп культур на огромной и агроландшафтной территории страны существенно варьируют (150–280%). Индекс озимых зерновых изменяется от 0,19 до 0,53, достигая наивысших значений в юго-восточной части ЕТР, где основное количество стокообразующих дождей выпадает в периоды малой защищенности почв. На юге Западной Сибири, напротив, индексы малы, так как дожди чаще выпадают в период с высоким проективным покрытием. Примерно такая же амплитуда индексов присуща яровым культурам, хотя для некоторых районов она

ниже, чем у озимых. Эрозионный индекс высокостебельных пропашных в целом еще выше — 0,47–0,78 в связи с их неоднократной обработкой, снижающей проективное покрытие и плотность верхней части пахотного горизонта; только на равнинах Северного Кавказа, где зерновые убираются гораздо раньше пропашных, их показатели почти сравниваются с показателями для озимыми — 0,41 и 0,48 соответственно. Плоскорезная обработка, которая наиболее распространена в Заповольжье и Западной Сибири, повышает почвозащитную способность агроценозов на 30–50%.

Среднеголетняя величина почвозащитной способности агроценоза поля или любой другой более крупной территориальной единицы рассчитывается как средняя величина из индексов отдельных культур, взвешенных по долям площади, которую они занимают в севообороте или в структуре посевных площадей. Такую величину можно назвать эрозионным индексом агроценоза или агроэрозионным индексом. Специализация крупных хозяйств или севооборотов внутри хозяйства — основная причина территориальной вариабельности почвозащитной способности агроценозов на точечно-локальном уровне. Но уже на уровне крупных административных единиц (или бассейнов средних и больших рек) флуктуации, вызываемые хозяйственной специализацией, сглаживаются и проявляются агроландшафтные закономерности использования пахотных земель.

В региональном масштабе почвозащитная способность агроценозов равнин с умеренным климатом континуально изменчива с трендом, определяемым почвенно-климатическими условиями земледелия, в частности ростом на ЕТР в южном направлении доли пропашных культур и паров с минимальной почвозащитной способностью, невозможностью возделывания озимых зерновых в азиатских лесостепях и т.д. Зональные изменения почвозащитных свойств агроценозов, вычисленные как средневзвешенные по площади пашни агроэрозионные индексы административных областей, для теплого периода довольно четко прослеживаются на ЕТР и очень слабо — в Сибири (табл. 2.28). При талом стоке различия между почвозащитной способностью агроценозов лесной зоны и юга в этих частях региона разнонаправлены и невелики [Литвин и др., 2012].

Таблица 2.28

Динамика почвозащитной способности агроценозов в природно-сельскохозяйственных зонах России

Регионы, ландшафтные зоны	Агроэрозионный индекс дождевого стока			Агроэрозионный индекс талого стока		
	1980 г.	2006 г.	+/-, %	1980 г.	2006 г.	+/-, %
<i>Европейская часть</i>	0,37	0,35	-5,4	0,74	0,73	-1,4
Лесная	0,26	0,21	-19,2	0,66	0,49	-25,7
Лесостепная	0,37	0,34	-8,1	0,77	0,76	-1,3
Степная	0,43	0,41	-4,6	0,75	0,71	-5,3
<i>Сибирь</i>	0,32	0,33	+0,01	0,76	0,85	+11,8
Лесная	0,30	0,33	+10,0	0,81	0,84	+3,7
Лесостепная	0,32	0,32	0	0,76	0,84	+10,5
Степная	0,32	0,33	+3,1	0,74	0,86	+16,2

В теплый сезон максимально защищены пашни севера России, где велика доля многолетних трав, — агроэрозионный индекс не превышает 0,2 (кроме Удмуртии). Южнее, в степной и лесостепной зонах ЕТР, он составляет до 0,4, на Северном Кавказе; в Туве, Иркутской и Хабаровской областях максимален — 0,4–0,5 [Жаркова, 1987]. Значения индексов на ЕТР от северных областей очагового земледелия до предгорных равнин Северного Кавказа возрастают в 2,5 раза, а с крайнего северо-запада на юг — почти в 5 раз. При талом стоке минимум индекса агроценоза (0,7–0,8) приходится на южную лесостепь между Доном и Волгой и лесостепное Заволжье, где мала доля многолетних трав и озимых, хорошо защищающих почвы. Севернее и южнее агроэрозионный индекс повышается — на севере за счет многолетних трав, на юге — за счет роста доли озимых (до 37–45% в структуре посевов). В связи с господством яровых зерновых и паров низка почвозащитная способность всей азиатской части зоны интенсивного земледелия России (индекс > 0,8), кроме Приморья и Алтая, где она приблизительно такая же, как в Нечерноземье (индексы 0,6–0,7).

Поскольку модели эрозии почв оценивают лишь ее среднемноголетние величины с опорой на среднемноголетние ретроспективные параметры почвозащитной способности растительности, важны выбор временного интервала для их оценки и вид динамики в выбранном интервале. Как видно из табл. 2.28, несмотря на значительные социально-экономические перемены в земледелии, изменения почвозащитной способности агроценозов ландшафтно дифференцированы, но довольно скромны. Индекс агроценозов ЕТР повысился на 1,5–5,0%, а для азиатских пашен понизился на 11% и только при талом стоке. Наибольшие перемены произошли в лесной зоне ЕТР — индексы повысились на 16 и 26% при дождевом и талом стоке соответственно, а в азиатской части максимально снизились при талом стоке в степной зоне. Все эти изменения связаны прежде всего с преобразованием структуры посевов: в лесной зоне выросла доля многолетних трав и снизилась доля пропашных культур. В целом же структура посевов весьма устойчива, она демонстрирует тесную связь с почвенно-климатическими условиями.

На локальном уровне (административный район, крупное хозяйство) пространственно-временная динамика почвозащитной способности агроценозов может быть более значимой. Прежде всего это касается лесной зоны и севера лесостепи, где перестройка структуры посевов оказалась максимальной. Расчеты индексов агроценозов для хозяйств Починковского района Нижегородской области показали, что эта характерная для северной лесостепи территория типична с агропроизводственной точки зрения и в отношении динамики почвозащитной способности агроценозов [Канатьева, Краснов и др., 2010б]. Для ливневой эрозии при традиционной обработке и дореформенной структуре посевных площадей (1985 г.) средний индекс составлял 0,301, коэффициент вариации (C_v) — 0,097, для талого стока — 0,52 и 0,078 (табл. 2.29). Таким образом, при оценке эрозии почв с опорой на средние районные показатели индексов соответствующими будут и ошибки в оценке интенсивности эрозии для отдельных хозяйств.

Данные табл. 2.29 относятся к пореформенному периоду конца XX в., в течение которого в районе произошли огромные социально-экономические изменения в земледелии. Большие площади пашни перестали обрабатываться, превратившись в закустаренные залежи. Заметно упростилась структура посевов — перестали возделываться слабо защищающие почву технические культуры, картофель, свекла, сократились площади под кукурузой, но доля паров осталась неизменной.

Динамика почвозащитной способности агроценоза Починковского района при стоке ливневых и талых вод

Параметры эрозионного индекса	1985 г.	1990 г.		1999 г.		2009 г.	
	Пашня	Пашня	Пахотные земли*	Пашня	Пахотные земли*	Пашня	Пахотные земли*
Ливневой сток							
Σ	0,029	0,035	0,035	0,055	0,091	0,047	0,110
$C_{ф.агр}$	0,301	0,314	0,314	0,300	0,247	0,322	0,236
C_v	0,097	0,111	0,111	0,185	0,368	0,146	0,466
Талый сток							
Σ	0,040	0,049	0,051	0,061	0,095	0,076	0,160
$C_{ф.агр}$	0,519	0,477	0,473	0,317	0,219	0,475	0,324
C_v	0,078	0,102	0,108	0,193	0,433	0,161	0,494
Число хозяйств	26	28	28	29	29	28	24

*Пахотные земли (посевы + пар + залежь).

Изменения почвозащитной способности агроценоза на пашнях района при ливневом стоке составили 7–8%, но сильно увеличились C_v индексов (в 2–2,5 раза), поскольку по сравнению с периодом планового хозяйствования возросли различия в структуре посевов соседних хозяйств.

Максимальный эффект в изменение географии почвозащитных свойств растительности пахотных земель, конечно, внесло появление нового вида угодий — необрабатываемой пашни (залежи, перелogi). Почвозащитные свойства растительности «новой залежи» быстро достигают уровня многолетних трав, а затем и уровня зональной естественной растительности. В Починковском районе это обстоятельство вызвало рост почвозащитной способности агроценозов пахотных земель, т.е. земель, включающих посевы, пар и необрабатываемые пашни, на 30–40% (см. табл. 2.29) и одновременно еще сильнее увеличилось (до 6–7 раз) значение внутрирайонных C_v индексов, поскольку в хозяйствах сокращение площади обрабатываемой пашни происходило неравномерно.

Значительные трудности вызывает оценка территориальной изменчивости почвозащитной способности агроценозов на локальном и точечном уровне, прежде всего в связи с трудностями картографирования «новой залежи». В рамках традиционных технологий картографирования это достижимо только с помощью материалов периодических земельных переписей и обновленных карт внутрихозяйственного землеустройства. По имеющимся данным такого рода прежде всего забрасываются пашни, неудобные для обработки (мелкоконтурные, переувлажненные, крутосклонные) или с почвами низкого бонитета [Канатъева, Добровольская и др., 2012]. Последнее особенно характерно для областей ледникового и водно-ледникового рельефа лесной зоны.

«Белым пятном» остается география почвозащитной способности растительности естественных кормовых угодий. Если почвозащитная способность растительности сенокосов ясна — она обеспечивает снижение интенсивности эрозии до величин, близких к ее интенсивности на склонах с естественной растительно-

стью, то почвозащитная роль пастбищной растительности в настоящее время количественно может быть оценена только для основных природных зон. В лесной зоне и на севере лесостепи в областях избыточного и достаточного увлажнения ускоренная эрозия на пастбищах не превышает допустимых уровней. Южнее ее почвозащитная способность снижается по мере роста дефицита увлажнения. Ориентировочно зональные эрозионные индексы растительности пастбищ равнин России можно принять следующими: для лесной зоны — 0,01; лесостепной — 0,03; степной — 0,05; сухостепной и полупустынной — 0,07.

Почвозащитная способность растительности горных пастбищ в еще большей степени зависит от ландшафтных условий, но, помимо биологических свойств, здесь ярче сказываются хозяйственные, литоморфологические и микроклиматические факторы эрозии почв, которые определяют пастбищные нагрузки, сроки выпаса и устойчивость растительности к вытаптыванию и сбою. Эрозионные обследования пастбищ Северного Кавказа показали, что эти факторы определяют заметные различия в зональном размещении эрозионноопасных земель, хотя в целом максимальная почвозащитная способность характерна для растительности субальпийского пояса, а наихудшая — для растительности горно-степного пояса [Защита земель..., 1972; Борьба с эрозией..., 1977].

На локально-точечном уровне доказано, что высокие пастбищные нагрузки сами по себе не могут привести к эрозионно опасному снижению проективного покрытия почв растительностью — ниже 60–70% [Петров, 1977; Ларионов, 1993]. Опасна локальная неравномерность этих нагрузок, когда скот вблизи ферм, кошар, водопоев, на скотопрогонах вытаптывает растительность, разрушает дернину, а на крутых склонах создает сеть лишенных растительности и уплотненных скотобойных троп. Только на таких участках начинается ускоренная эрозия почв, а их картографирование возможно только с помощью аэро- и космосъемки. Совершенствование методов космической съемки и дистанционного мониторинга растительности [Кравцова, 1995] в ближайшем будущем позволит осуществить прорыв в методах пространственно-временной характеристики растительности как естественных кормовых угодий, так и агроценозов.

2.3. ФОРМИРОВАНИЕ, ТРАНСПОРТ И ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ НАНОСОВ НА СКЛОНОВЫХ ВОДОСБОРАХ

2.3.1. Формирование наносов на склоновых водосборах

Продукты смыва почв потоками дождевой и талой воды перемещаются в виде наносов по склону, в пределах которого происходит их частичная аккумуляция. Доля аккумуляции наносов в значительной мере зависит от морфологии склонов. В результате только часть их достигает подножья склонов, попадает в овражно-балочную сеть или в малые реки, на поймы рек и т.д. Процессы перераспределения наносов на склонах не только трансформируют их конфигурацию, но и определяют распространение почв с различной степенью смывости и намытости. В определенных условиях темпы смыва на склоновых водосборах, даже при относительно больших уклонах поверхности, могут замедляться и сменяться аккумуляцией наносов. Например, исследованиями методами искусственного дождевания площадки длиной 35 м и шириной 18 м установлено, что интенсивность эрозии почвы нарастает только в пределах верхней 12,5-метровой части склона, а затем снижается по линейному закону [Abrahams et al., 1991]. Исследования, проведенные в Индии на стоковых площадках со значительными уклонами (10–12°),

выявили увеличение темпов смыва на первых 45 м, после чего они резко замедлялись [Soil Degradation, 1990]. При натурном моделировании бороздкового полива при постоянных по длине уклона поливных бороздах максимальная длина зоны смыва достигала 80 м, но в большинстве случаев не превышала 30–40 м [Григорьев и др., 1992]; ниже зоны эрозии выделяется «единая транзитная зона». Л.Ф. Литвин [1981], анализируя результаты этих же опытов, сделал вывод о чередовании зон эрозии, транзита и аккумуляции.

Смена направленности эрозионно-аккумулятивного процесса связана с энергетическими характеристиками потока: по мере насыщения он сначала возрастает, а после достижения максимально возможной для данных условий мутности снижается. Большинство исследований механизмов перераспределения наносов выполнялось на стоковых площадках, длина которых существенно меньше протяженности характерных для равнинных территорий пахотных склонов, или в специально подготовленных бороздах, что скрадывало влияние на процесс перераспределения наносов плановой конфигурации пахотного склона.

Распахиваемые склоны равнинных территорий, несмотря на сравнительно узкий диапазон уклонов, характеризуются значительными различиями очертаний продольного и поперечного профилей, которые во многом определяются генезисом слагающих их отложений с одной стороны и степенью расчлененности территории линейными эрозионными формами с другой. Так, для ныне практически полностью распахиваемых прерий Канады характерен бугристый вторично-ледниковый рельеф, характеризующийся наличием большого числа локальных возвышений, чередующихся с понижениями, что способствует переотложению около 80% смываемых наносов непосредственно внутри пашни [Pennock et al., 1987]. Несколько иная конфигурация пахотных склонов характерна для Великих равнин США, также сложенных моренными отложениями. Более высокая расчлененность рельефа по сравнению с расположенными к северу равнинами Канады способствовала формированию протяженных достаточно пологих ложбин, осложняющих монотонный рельеф междуречных пространств. В результате доля переоткладываемых внутри пашни наносов несколько сокращается, но остается довольно значительной благодаря отложению материала по нижнему краю пашни [Polyakov et al., 2004]. Волнистый характер продольного профиля является характерной особенностью морфометрии склонов в степной и лесостепной зонах Русской равнины [Лисецкий и др., 2012]. Несомненно, морфология пахотных склонов наряду с направлением вспашки во многом определяет особенности перераспределения наносов на пахотных склонах и долю наносов, выносимых за их пределы [Panin et al., 2001; Verstraeten, Poesen 2001; Golosov, 2002].

Формирование стока наносов на склоновых водосборах в период снеготаяния отличается значительной вариабельностью условий стока из года в год, что обусловлено сложным взаимодействием состояния почвы и метеорологических условий снеготаяния, различные сочетания которых определяют интенсивность смыва почв со склонов в различные годы (рис. 2.23) [Голосов, 1986]. Результаты мониторинговых данных подтверждают справедливость данной схемы [Барабанов, 1993; Литвин, Голосов и др., 1998, и др.]. Из числа основных почвенно-климатических параметров, влияющих на формирование стока воды и наносов в период снеготаяния, в данную схему не включены влажность почвы, распределение снега и льда по площади, осадки в период снеготаяния. Предвесенняя влажность почвы практически не сказывается на темпах смыва в лесной зоне [Литвин и др., 1998]. Для лесостепной и степной зон она является важнейшим параметром, определяющим



Рис. 2.23. Схема взаимовлияния почвенно-климатических параметров на интенсивность смыва почвы в период снеготаяния

водопроницаемость мерзлой почвы [Сурмач, 1976; Барабанов, 1993]. Распределение снега на склоне не может быть нормировано, так как оно зависит от ветрового режима, конфигурации и экспозиции склона, расположения примыкающих к пашне лесных массивов или лесополос. Чем выше вариабельность снежного покрова в пределах конкретного микроводосбора на склоне, тем интенсивнее смыв почвы, так как возрастает доля эффективного стока [Голосов, 2006]. На водосборах потяжин эффект неравномерности залегания снега сказывается больше, чем на склоновых микроводосборах (рис. 2.24). В степи и лесостепи важен характер

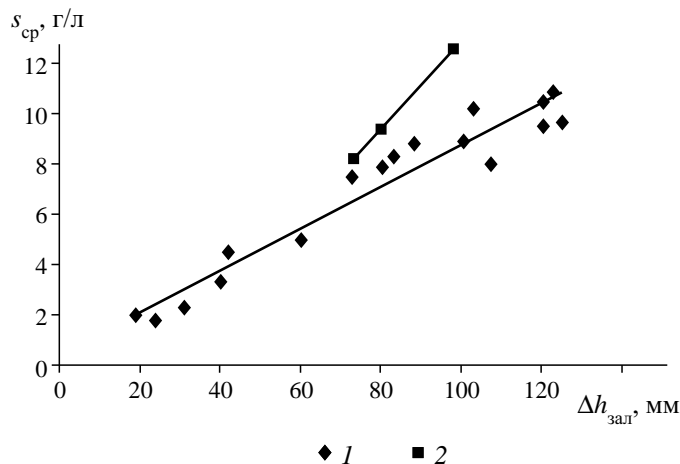


Рис. 2.24. Зависимости средней мутности потока s на элементарных склоновых водосборах и водосборах потяжин от неравномерности залегания снега ($\Delta h_{\text{зал}}$ — разница между среднемаксимальными и среднеминимальными запасами воды в снеге на водосборе):
1 — элементарные склоны; 2 — водосборы потяжин

накопления снега на выпуклых склонах «теплых» (южных и западных румбов) экспозиций. Именно здесь за счет неравномерного схода снега наблюдаются максимальные темпы смыва [Брауде, 1976]. Влияние осадков в период снеготаяния проявляется только в случаях выпадения дождя на заключительной фазе снеготаяния, когда большая часть поверхности почвы оголена и за счет ударного воздействия капель дождя на порядок увеличивается мутность стока [Голосов, 1986].

Большое влияние на интенсивность смыва почв в период снеготаяния оказывает нано- и мезорельеф поверхности склона. В период снеготаяния на обрабатываемых склонах могут применяться следующие виды обработки почвы, создающие различные типы нанорельефа: грубая зябь, зябь, боронованная пашня со всходами озимых, не перепаханные после уборки пропашных и зерновых культур поля. Грубая зябь характеризуется относительными превышениями нанорельефа в 30–40 см; обычная зябь — в 10–20 см, боронованная пашня с посевами озимых — в 2–5 см, не перепаханные после уборки пропашных поля — в 6–10 см с линейным расположением грядок при уплотненной почве. Нанорельеф на склонах, оставленных под зиму после уборки зерновых (стерня), по существу отсутствует, за исключением следов от уборочной техники, глубина которых варьирует в широких пределах в зависимости от влажности почвы в момент уборки. Результаты наблюдений за талым стоком на полевых водосборах показывают, что плоскостной и ручейковый сток практически не эродировывает почву на стерне зерновых [Брауде, 1976; Голосов, 1986; Ажигиров, Голосов и др., 1987; Барабанов, 1993]. Исключение составляют размывы следов автотранспорта, когда они способствуют искусственной концентрации стока. Основная причина слабой эрозии склонов со стерней заключается не только в относительно большей плотности поверхности почвы и повышающем противозерозионную устойчивость почв влиянии стерни и мхов, образующихся на поверхности в лесной зоне, но и в отсутствии нанорельефа, который мог бы способствовать формированию ручейкового стока. В результате смыв со стерни невелик (табл. 2.30). На полях, не перепаханных после уборки пропашных (картофеля, кукурузы и т.д.), несмотря на аналогичное стерне состояние поверхности почвы (наличие растительных остатков и уплотнение), интенсивность смыва почвы сопоставима со смывом с зяби при тех же условиях стока, особенно в лесостепи (табл. 2.31). Причиной подобного увеличения темпов смыва является концентрация стока по искусственно созданным руслам (междовым понижениям). При этом размываются как борта, так и русла понижений преимущественно за счет регрессивного движения уступов микроводопадов, что аналогично размывам, происходящим в полевой борозде [Литвин, 1981].

Таблица 2.30

Среднемноголетние значения модуля стока наносов (т/га, числитель) и слоя стока воды (мм, знаменатель) в период снеготаяния со склоновых водосборов южно-таежной (юг Смоленско-Московской возвышенности) и лесостепной (центр Среднерусской возвышенности) зон при различном нанорельефе поверхности склона

Нанорельеф поверхности склона	Ландшафтная зона; тип рельефа					
	южно-таежная; вторично-ледниковый [Литвин, Голосов и др., 1998]			лесостепная; эрозионный [Грин, 1970]		
	Среднее	σ^*	C_v	Среднее	Σ	C_v
Зябь	0,39/44	0,66/44	1,71/1,0	0,79/44	1,71/44	2,15/1,0

Нанорельеф поверхности склона	Ландшафтная зона; тип рельефа					
	южно-таежная; вторично-ледниковый [Литвин, Голосов и др., 1998]			лесостепная; эрозионный [Грин, 1970]		
	Среднее	σ^*	C_v	Среднее	Σ	C_v
Посевы озимых	0,18/25	0,16/48	0,9/1,9	0,43/91	0,84/58	1,97/0,63
Стерня зерновых	0,18/41	0,27/29	1,5/0,72	0,21/89	0,33/63	1,6/0,71
Грубая пахота	0,16/24	0,36/30	2,18/1,26	—	—	—

*Стандартное отклонение.

Таблица 2.31

Соотношение смыва почв с зяби (знаменатель) и уплотненной почвы — стерни после уборки пропашных (числитель) при аналогичных почвенно-климатических условиях на водосборах различного морфологического типа

Год	Тип склонового водосбора	Запасы воды в снеге	Коэффициент стока	Смыв
1984	С выровненной поверхностью	59,5/60,2	0,94/0,88	0,35/0,69
1991	Ложбинный	63,3/57,2	0,81/1,0	0,23/0,16

На боронованной зяби (посевах озимых) нанорельеф присутствует на поверхности склона. Он создается отчасти при бороновании поверхности, отчасти за счет собственно всходов озимых, которые к моменту выхода из-под снега создают проективное покрытие поверхности почвы в зависимости от сроков сева и условий зимовки, составляющее 40–70%. В зависимости от глубины промерзания почвы на озимых может формироваться как плоскостной, так и ручейковый сток. Преимущественно плоскостной сток наблюдается при глубоком промерзании почвы, когда талая вода не впитывается в почву; при интенсивной водоотдаче сток практически покрывает всю поверхность склона. Возможность эродировать почву у подобных потоков возникает, только если вследствие неравномерного залегания и таяния снега по длине склона проталины раньше появляются на нижней половине или трети склона. В этом случае верхний оттаявший в пределах проталин слой почвы, обладающий предельно низкой противоэрозионной устойчивостью, легко смывается при плоскостном стоке.

Важную роль в формировании стока наносов со склонов с зяблевой вспашкой играет направление обработки почвы. Нанорельеф склонов предопределяет последовательность образования ручейкового стока. В начальный момент времени вода скапливается в понижениях нанорельефа, а с момента их переполнения начинается поверхностный сток, при котором вода перетекает в нижележащее понижение и т.д. Если интенсивность водоотдачи из снега на поверхность склона нарастает, то достаточно скоро происходит размыв почвы в зонах «водосброса» водами «микроводохранилищ», а возникающая при этом паводочная волна, обладающая высокой эродирующей способностью, формирует отчетливое микрорусло. В зависимости от соотношения направления вспашки и падения склона уклон русла ручья варьирует в интервале от уклона склона до нуля (когда вспашка проведена перпендикулярно падению склона). На талой почве сток воды и наносов с зяби при ручейковом стоке невелик, за исключением случаев экстремально бурного снеготаяния (рис. 2.25). При промерзшей почве темпы смыва возрастают, особенно на длинных выпу-

клых склонах с неравномерным сходом снега, на которых он достигает максимальных величин. На пологих склонах максимальных значений эрозия почвы достигает при формировании стока за счет таяния мощной корки льда, которая возникает при частой повторяемости оттепелей. Лед заполняет пустоты нанорельефа, что приводит к выравниванию поверхности склона, над которой возвышаются отдельные гребни пашни. После появления проталин плоскостной сток, проходящий по поверхности льда, размывает гребни пашни. Следует отметить, что и в этом случае на завершающей стадии стока часть продуктов смыва формируется за счет ручейковых размывов, образующихся на участках склона, освободившихся ото льда.

Грубая зябь, которая отличается повышенной рыхлостью пахотного горизонта и максимальными амплитудами нанорельефа, обладает повышенной водозадерживающей способностью. Это приводит к запаздыванию начала стока во времени; он может и не начаться при талой или слабопромерзшей почве, если водоотдача из снега не превысит интенсивности впитывания воды в грунт. В то же время при бурном таянии снега на талой почве или при нормальном ходе снеготаяния на мерзлой почве при переполнении микропонижений возникает лавинный эффект, способствующий формированию крупных промоин. В результате в среднемноголетнем разрезе грубая зябь примерно в 2,5 раза снижает интенсивность смыва по сравнению с обычной зябью на выровненных склонах (табл. 2.32).

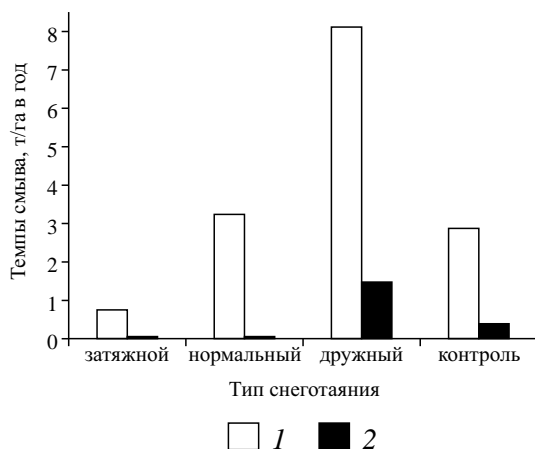


Рис. 2.25. Соотношение темпов смыва с зяби при талой почве за период снеготаяния различной продолжительности в сравнении со среднемноголетними темпами талого смыва (контроль) в южнотаежной зоне:
1 — ложбинные водосборы; 2 — водосборы с выровненной поверхностью (без ложбин)

Таблица 2.32

Зависимость интенсивности смыва (т/га-год) от агрофона и морфологического типа водосбора (результаты 16-летних наблюдений на склоновых водосборах юга лесной зоны в области распространения вторично-ледникового рельефа)

Агрофон	Морфологический тип водосбора					
	с выровненной поверхностью			ложбинный		
	т/га-год	σ	C_v	т/га-год	σ	C_v
Многолетние травы	0,017	0,024	1,43	0,047	0,059	1,26
Стерня зерновых	0,180	0,270	1,50	0,210	0,270	1,36
Озимые	0,175	0,158	0,90	1,360	2,370	1,74
Зябь	0,387	0,661	1,71	2,900	3,160	1,08
Грубая зябь	0,164	0,358	2,18	0,108	0,173	1,60

В пределах пахотных склонов наиболее крупными мезоформами рельефа являются потяжины и ложбины. Их происхождение в большинстве случаев связано с деятельностью склонового стока воды, однако только меньшая часть из них сформировалась за агрикультурный период [Еременко, Панин, 2010]. Относительные параметры потяжин и ложбин превосходят по величине таковые для всех форм нанорельефа, происхождение которых обусловлено механической обработкой склонов, и составляют как минимум несколько метров в ширину и глубину. Поэтому они являются зонами концентрации стока воды. Результаты наблюдений за стоком воды и наносами показывают, что темпы смыва с зяби и озимых на ложбино-потяжинных водосборах почти на порядок превышают темпы смыва на обычных водосборах (рис. 2.25). Оценка распределения смыва по площади водосборов, выполненная на основании измерений сети водороев, показывает, что основной прирост происходит за счет размыва днищ ложбин и потяжин, темпы смыва на единицу площади которых за год достигают более 100 т/га. При этом суммарный смыв с ложбинных водосборов не превышает 10 т/га в год [Голосов, 1986].

Формирование стока наносов на склонах в период дождевого стока зависит от характера выпадения осадков. Отличительной особенностью смыва почв плоскостным и ручейковым стоком, формирующимся при ливнях, является воздействие кинетической энергии дождевых капель, которая повышает эродирующую способность склоновых потоков в 10–20 раз [Маккавеев, 1955; Ларионов, 1981]. Независимо оценить долю плоскостного и ручейкового стока достаточно сложно, хотя принято считать, что суммарный вклад в склоновый смыв плоскостного стока в период выпадения дождей составляет 10–20% [Govers, Poesen, 1988]. Вероятно, это не совсем так. Дело в том, что при ливневом стоке нанорельеф склонов, созданный при обработке земель, оказывает еще большее, чем при талом стоке, влияние на структуру поверхностного стока и смыва. При этом во многих регионах мира ливневой смыв наблюдается практически круглогодично [Vandaele, Poesen, 1996]. Поэтому для равнин умеренного пояса следует учитывать все виды обработки, создающие различные типы нанорельефа к моменту начала снеготаяния и в теплое время года, в частности, посевы пропашных и поля, находящиеся под паром, которые, согласно расчетным данным, обладают наименьшими почвозащитными свойствами [Wishmeier, Smith, 1978]. Мониторинг ливневого стока и смыва на пахотных склоновых водосборах проводится редко в связи со сложностью организации наблюдений. Чаще ведутся наблюдения на стоковых площадках [Hashim, Ciesiolka et al., 1995; Patin, Monche et al., 2012; Vacca, Loddo et al., 2000 и др.]. Однако данных о соотношении выноса материала ручейковым и плоскостным смывом достаточно мало. Такие работы были проведены на крутых (12–20°) коротких склонах в предгорьях Чаткальского хребта (западный Тянь-Шань). Однотипный почвенный покров (сероземы, сформировавшиеся на лессах) в сочетании с высокой периодичностью выпадения стокообразующих ливней и низким (менее 10%) проективным покрытием вследствие выбитости скотом пастбищных склонов создали благоприятные условия для сопоставления темпов плоскостного и ручейкового смыва методом шпилек. Измерения показали, что на коротких (менее 100 м) склонах суммарные потери почвы с межпромоинных пространств на порядок и более превышают потери почв вследствие углубления промоин (табл. 2.33). Даже если бы все промоины сформировались за период наблюдений, то и тогда суммарные потери почв с межпромоинных пространств и из промоин были бы сопоставимы. Данные соотношения получены при нехарактерных для пашни уклонах. Однако, как показывают результаты лабораторных экспериментов,

доля наносов, смываемых пластовым потоком ливневого происхождения в единицу времени с единицы площади, пропорционально возрастает с ростом уклона и интенсивности дождя [Zhang, Nearing et al., 1998]:

$$D_n = K_{ф.эп} I_d q^{1/2} I^{2/3}, \quad (2.116)$$

где D_n — межручейковый коэффициент доставки смытых наносов, $г \cdot м^{-2} \cdot мин^{-1}$; $K_{ф.эп}$ — коэффициент относительной противоэрозионной устойчивости почвы; I_d — интенсивность дождя, $мм \cdot час^{-1}$; q — удельный расход воды (с единицы ширины склона), $см^2 \cdot мин^{-1}$; I — уклон склона.

Таблица 2.33

Соотношение плоскостного и ручейкового смыва почв со склоновых водосборов (сероземы на лессах, предгорья Чаткальского хребта)

№ водо-сбора	Смыв почвы, т/га в год		
	за однолетний цикл наблюдений		рассчитанный по полному объему промоин
	углубление промоин	понижения межпромоинных пространств	
1	23	281	755
2	30	302	1415
3	32	363	285
4	16	181	410
5	4	226	225
6	2	135	135

Зависимость (2.116) получена для склонов длиной менее 1 м и, вероятно, изменится для обрабатываемых склонов длиной более 10 м. На обрабатываемых склонах с уклонами 1–3°, более характерных для пахотных земель равнин умеренного пояса, нарастание мутности наблюдается на первых 100–150 м, после чего начинается частичная разгрузка склоновых потоков (рис. 2.26). Это приводит к чередованию участков с различной интенсивностью смыва. Плоскостной сток при выпадении ливней формируется преимущественно на боронованной зяби, поскольку нанорельеф поверхности склона не способствует концентрации стока.

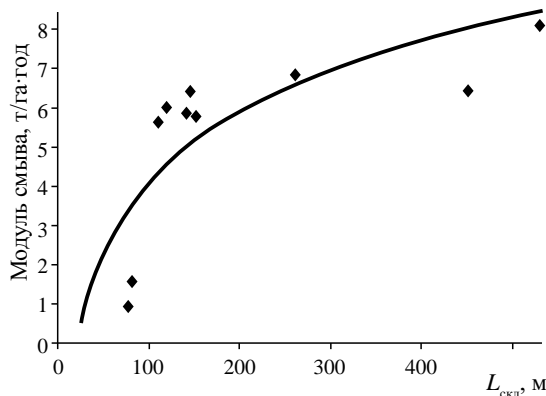


Рис. 2.26. Зависимость модуля смыва от длины склона для склонового плоскостного стока

Ручейковый сток при выпадении ливней формируется главным образом на посевах пропашных и неборонованной зяби, способствующих искусственной концентрации стока. На пологих и относительно прямых в поперечном сечении склонах сток идет по межбороздковым понижениям с незначительным нарастанием площади водосбора ручья по длине, что приводит к периодической аккумуляции наносов при насыщении ими потока. По мере нарастания расходов воды происходит слияние ручейков и увеличивается их эродирующая способность [Караушев, 1972; Ржаницын, 1983]. В результате слияния в силу закона нелинейности связи между расходом воды и транспортирующей способностью потока [Маккавеев, 1955] наблюдается резкое увеличение эрозионной деятельности. При распахивании крутых (более $6-7^\circ$) склонов длиной 300–350 м, как показывают наблюдения [Голосов и др., 1996], подобное нарастание транспортирующей способности потока по длине может привести к ускоренному формированию крупных овражных форм в пределах пашни. Так, за период с осени 1989 г. до июля 1991 г. только в одном хозяйстве в Акшинском районе Читинской области (бассейн р. Онона) в пределах пашни сформировалось 67 оврагов с темпами ежегодного прироста 40–150 м. Таким образом, переход от ручейкового стока к стоку в оврагах и далее к развитию овражной эрозии произошел, вероятно, всего за одно-два эрозионных события.

Подобный характер формирования ручейкового стока заставляет пересмотреть существующие представления о влиянии формы продольного склона на темпы смыва [Поляков, 1946а; Лопатин, 1952; Wischmeier, Smith, 1978], которые остаются справедливыми в случае плоскостного стока. Рассмотрим изначально прямые в поперечном сечении выпуклый и вогнутый склоны с одинаковым положением точек перегиба по длине склона в его средней части и равным относительным превышением основания склона над его вершиной. При наличии зяблевой вспашки или посадок пропашных вдоль склона ручейковая сеть будет формироваться практически от вершины каждого склона. При слабом стоке, когда расходы воды не превышают емкости межбороздковых понижений, концентрации стока по длине склона не будет, и темпы смыва будут изменяться аналогично плоскостному стоку. Если же расходы воды превышают емкость межбороздковых понижений, то на вогнутом склоне процесс слияния ручейков начнется гораздо раньше, чем на выпуклом, при условии, что на вогнутом и на выпуклом склонах равной площади формируются равные суммарные расходы воды Q . Сразу после слияния ручьев на вогнутом склоне расход наносов будет в 2–3 раза выше, чем на выпуклом, в соответствии с законом нелинейности связи [Маккавеев, 1986]. В результате ниже слияния более чем вдвое увеличиваются параметры формирующихся промоин. Соответственно на вогнутых склонах гораздо эффективнее реализуется энергия стекающей воды, так как снижаются потери на шероховатость. Кроме того, насыщение склоновых потоков по длине наступает при характерных для пахотных склонов равнин условиях — на первых 50 м длины склона, а затем снижается на следующих 100–150 м длины, что составляет не более $1/3$ обычной длины склона (рис. 2.27). В результате на выпуклых склонах при ручейковом стоке интенсивность смыва почвы на единицу площади ниже, чем на склонах вогнутой формы.

Роль концентрации стока в мезоформах рельефа на обрабатываемых склонах при ливневом стоке не столь однозначна. Анализ литературных данных показывает, что соотношение выноса наносов из ложбинной сети и за счет размывов плоскостным и ручейковым стоком варьирует в широких пределах (табл. 2.34), но в большинстве случаев суммарный вклад плоскостного и ручейкового смывов

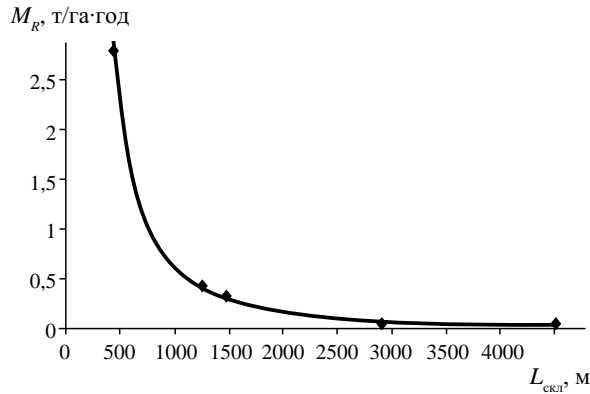


Рис. 2.27. Зависимость модуля стока наносов M_R от длины склона $L_{\text{скл}}$ в одиночном ручье в диапазоне уклонов 1–6°

выше. Вариабельность связана с индивидуальными особенностями рельефа, механическим составом почв каждого конкретного водосбора и стадией формирования ложбинной сети на данном склоне. Основное углубление ложбин наблюдается в период их формирования, который, если они образуются на пашне, следует непосредственно за началом сельскохозяйственного освоения склонов и связан с увеличением коэффициента поверхностного стока воды. В дальнейшем возможны два варианта развития событий: либо происходит дальнейшее углубление ложбины, либо глубина донных размывов не будет превышать нескольких десятков сантиметров. В последнем случае размывы в днище ежегодно запахиваются за счет механического смещения почвы с бортов ложбины, что приводит к постепенному расширению ее днища. В первом случае или участок пашни с ложбиной изымается из оборота, так как там формируется овраг, или ложбина заполняется наносами (в случае своевременного принятия решения о прекращении пахоты). Благодаря механическому перемещению почвы с бортов в днище ложбины при пахоте удельный вынос наносов из ложбин превышает смыв почвы, связанный с развитием ручейковой и плоскостной эрозии [Belyaev, Wallbrink et al., 2005].

Таблица 2.34

Соотношение ручейковых размывов в днищах ложбин ($W_{\text{э, руч}}$) и суммарного ($W_{\text{э, руч+пл}}$) (ручейкового и плоскостного) смыва в период выпадения ливневых осадков [Vandaele, Poesen, 1996]

Местоположение	$\frac{W_{\text{э, руч}}}{W_{\text{э, руч+пл}}}$	Почва	Обработка, культура	Площадь водосбора, га	Характерные уклоны склонов, %
Афины (штат Джорджия, США)	0,38	Суглинок опесчаненный	Пар, соя	3	5–6
Афины (штат Джорджия, США)	0,43	Суглинок опесчаненный	Соя и озимая пшеница	6	2–8
Поттавагами (штат Айова, США)	0,25	Лесс	—	8	3–11

Местоположение	$\frac{W_{эруч}}{W_{эруч+пл}}$	Почва	Обработка, культура	Площадь водосбора, га	Характерные уклоны склонов, %
Буни (штат Айова, США)	0,24	Лесс	—	8	3–11
Виреграс (штат Алабама, США)	1–1,47	—	—	—	—
Трейнор (штат Айова, США)	0,53	Лесс	Кукуруза, контурная посадка	43	Крутые
Трейнор (штат Айова, США)	0,29	Лесс	Кукуруза, контурная посадка	24	Крутые
Гудвин-крик (штат Миссиссипи, США)	1,5	Лесс	Соя	1,9	—
Северная Франция	0,8–0,85	Лесс	Озимые зерновые	34	3–11
Центральная Бельгия	0,9–1,7	Лесс	Севооборот	25	1–5

Влияние собственно *механической обработки на перемещение почвы* в пределах пашни признавалось, в частности, при анализе степени эродированности почв [Ганжара, Ганжара, 1973], но до недавнего времени количественно не учитывалось. Больше внимание уделялось оценке потерь почвы при уборке корнеплодов [Белоцерковский, 1987; Мольчак, Мельничук, 1993]. Между тем последствия механического перемещения почвы уже давно отражались на рельефе. В частности, для склонов Среднерусской возвышенности весьма характерны старые напаша, фиксирующие границы полей в период максимальной распашки склонов.

Широкое использование изотопа ^{137}Cs в качестве маркера для оценки интенсивности эрозионных процессов позволило по-новому взглянуть на вклад механической эрозии в общую денудацию склонов. Уже первые опыты использования распределения ^{137}Cs на пахотных землях показали изменения его содержания в различных элементах склонов, что невозможно было объяснить только закономерностями перемещения почвы с помощью процессов водной эрозии. В частности, было отмечено сокращение запасов ^{137}Cs на узких водоразделах и его накопление в днищах ложбин и потяжин.

Более детально к настоящему времени исследовано влияние механической обработки почвы на ее перераспределение внутри водосбора. В процессе полевых экспериментов выяснилось, что из-за использования различных орудий обработки почвы при вспашке по падению склона за одну обработку с 1 м склона перемещается 100–360 кг почвы [Lindstrom et al., 1992; Govers et al., 1994]. Объем почвы, перемещаемый вверх по склону, меньше объема почвы, сдвигаемого вниз по склону; зависимость пропорциональна синусу (или тангенсу) угла наклона склона в первой степени, что позволяет оценить темпы перераспределения почвы при обработке по уравнению

$$v_{\text{всп}_i} = 0,5 \frac{W_{\text{всп}} (\sin \alpha_{i-1} - \sin \alpha_{i+1})}{l}, \quad (2.117)$$

где $v_{\text{всп}_i}$ — темпы перераспределения при вспашке в двух противоположенных направлениях в точке i , кг/м²; $W_{\text{всп}}$ — масса почвы, перемещаемая при вспашке, кг; $\sin \alpha_i$ — синус (или тангенс) угла наклона склона в точке i ($i + 1$ — вниз по склону; $i - 1$ — вверх по склону); l — расстояние между точками.

Механическая обработка почвы сглаживает рельеф склонов междуречий. При этом темпы выравнивания рельефа тем больше, чем больше уклон склона и частота вспашки. Так, перегиб выпуклого склона в западной части штата Миннесота за 40 лет был срезан на 16 см [Lindstrom et al., 1999]. К сожалению, на практике трудно установить повторяемость вспашки одного направления для каждого конкретного склона, так как подобная информация не фиксируется.

К настоящему времени накоплен некоторый материал, позволяющий количественно оценить потери почв при уборке корнеплодов и влияние механической обработки почвы на ее перераспределение в пределах пахотных земель. Первые исследования величин потерь почвы при уборке корнеплодов показали, что они могут достигать порядка 5 т/га за один сезон [Vanden Berghe, Gulinck, 1987] и в масштабах страны достигать значительных величин [Белоцерковский, Ларионов, 1988]. Впоследствии более детальные исследования, проведенные в Бельгии, показали, что суммарные потери почв варьируют от 5 до 22,4 т с 1 га в год [Poesen, Vestraeten et al., 2001]. Различия в суммарных потерях связаны прежде всего с механическим составом и влажностью почв, а также типом корнеплодов, погодными условиями во время сбора урожая и видом уборочной техники.

2.3.2. Соотношение эрозии и аккумуляции наносов на распахиваемых склонах

Как отмечал Н.И. Маккавеев [Эрозионные процессы, 1984], процессы эрозии и аккумуляции настолько тесно переплетены, что лишь на отдельных участках относительно малой протяженности можно установить «чистую» эрозию и «чистую» аккумуляцию. Мониторинг стока воды и наносов показывает, что протяженность подобных отрезков на склонах междуречий редко превышает несколько метров в длину. В пределах каждого элемента склонового водосбора формируется свое соотношение между эрозией и аккумуляцией. По мере удлинения временного интервала, в пределах которого рассматривается баланс наносов на склонах, происходит осреднение оцениваемых параметров. Это позволяет более объективно подходить к сопоставлению темпов процессов на различных объектах или в разных регионах, но скрадывает роль экстремальных событий, которые во многом определяют тенденции развития процесса во времени. Как показали результаты 28-летних наблюдений за стоком воды и наносов на девяти склоновых водосборах в штате Огайо (США), более 50% объема смыва выносятся за пределы пашни за три ливня [Edwards, Owens, 1991]. По наблюдениям А.А. Чернышева [1969], проведенным в Каневском районе Киевской области в 1959–1966 гг. на 11 склоновых водосборах площадью 1,1–7,2 га с уклонами склонов 0,024–0,100 при длинах 180–400 м, три стокообразующих ливня дают в сумме 60% суммарных потерь почвы.

Интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов на ненарушенных склоновых водосборах ничтожно мала, и результаты их воздействия проявляются лишь

в длительные исторические и геологические отрезки времени. Поэтому ниже основное внимание будет уделено перераспределению наносов на пахотных склоновых водосборах, которые можно рассматривать как природные модели эрозионных процессов.

Результаты прямых измерений сети водороин и свежих аккумулятивных форм, возникшей на склоновых водосборах внутри пашни при талом и ливневом стоке, представляют интерес по двум причинам. Во-первых, они дают представление о варьировании соотношений эрозии и внутрисклоновой аккумуляции, являясь надежным репером для калибровки данных о перераспределении наносов за длительный интервал времени, полученных с использованием косвенных методов исследования. Во-вторых, их роль чрезвычайно важна для понимания вклада экстремального эрозионного события в переформирование рельефа склонов, если непосредственно измерены его последствия. Наиболее достоверные сведения могут быть получены при одновременном измерении стока наносов в замыкающем створе склонового водосбора и обмере водороин и зон аккумуляции по регулярной сетке. В этом случае удастся избежать ошибок, которые неизбежно возникают при использовании метода водороин и его модификаций [Голосов, Литвин, 1987]. Подобная работа была проведена на ряде склоновых водосборов в бассейне р. Протвы, являющемся областью распространения вторично-ледникового рельефа с уклонами $1-6^\circ$ и длинами склонов 30–250 м. Водосборы относятся к ложбинно-потяжинному типу. Измерения стока воды и наносов проводились в период снеготаяния. Доля аккумуляции наносов внутри водосборов варьирует по годам в очень широких пределах (табл. 2.35). В среднем в пределах водосбора задерживается около 24% наносов. Интенсивная аккумуляция преимущественно наблюдается на днищах ложбин и потяжин, на участках с падением уклона или расширением днища. Следует учитывать, что не все наносы, отложившиеся внутри водосборов, были измерены, так как многочисленные небольшие аккумулятивные тела не могли быть учтены при измерениях по регулярной сетке. Но они не оказывают какого-либо влияния на переформирование рельефа, поскольку несопоставимо малы по сравнению с влиянием механической обработки почв. Ежегодно промоины формировались по тальвегам ложбин и потяжин. Однако при следующей вспашке склона происходит заполнение сформировавшегося вреза [Vandaele, 1993; Belyaev et al., 2005]. В результате борта и особенно бровки ложбин эродированы в наибольшей степени вследствие механической эрозии. По наблюдениям И.Д. Брауде [1991], только водороины глубиной свыше 20 см и шириной более 35 см, доля которых составляет не более 1% от общего количества промоин, полностью незаравниваются при вспашке, постепенно трансформируясь в потяжины и далее в ложбины. Поскольку остальные водороины заравниваются, суммарный вклад механической эрозии, по мнению И.Д. Брауде, как минимум сопоставим с перераспределением наносов, собственно связанных с водной эрозией.

Непосредственно на склонах водороины возникали только в годы с экстремально сильным смывом и, как правило, их сеть совпадала по направлению с направлением вспашки, изменяющейся год от года. Максимальная глубина размывов днищ ложбин не превышала 30 см, т.е. редко выходила за пределы пахотного слоя.

Соотношение суммарной эрозии и аккумуляции на пахотных склоновых водосборах в бассейне р. Протвы

Участок	№ водосбора	Год	Объем смыва, $W_э$, т	Объем аккумуляции, $W_{ак}$, т	Доля аккумуляции от суммарного перемещения наносов $\frac{W_э + W_{ак}}{W_э}$, %
Егоров овраг	1	1982	20,4	4,8	19
	1	1983	97,6	9,8	9
	2	1983	3,4	0	0
	1	1984	4,2	9,6	70
	2	1985	0,26	0	0
	1	1985	49,7	12,6	20
Балка Митенки	1	1983	0,32	0	0
	2	1983	0,9	0	0
	1	1984	2,0	5,6	74
	2	1984	2,35	2,0	46
В среднем					24

Сопоставимые темпы внутрисклоновой аккумуляции наносов на пахотных водосборах получены в провинции Саскачеван (Канада) — другом регионе с вторично-ледниковым рельефом, где при темпах смыва 16–27 т/га в год за пределы водосборов выносятся 9–17 т/га в год, т.е. около 40% наносов переоткладывается на склонах [Pennock, de Jong, 1987]. Зона аккумуляции занимает 11–17% площади склона и сосредоточена в нижних частях сходящихся склонов.

Детальные наблюдения за перераспределением наносов на выпукло-вогнутых пахотных склонах Подольской возвышенности с уклонами 1–11° в период талого и ливневого стока показывают, что в среднем на них задерживается около 55% наносов [Ковальчук, 1995]. При этом диапазон колебаний доли наносов, задерживающихся в пределах пашни, составляет 19–71% в период снеготаяния и 23–67% при ливневом стоке. Основная аккумуляция приурочена к подножию вогнутой части склона.

Стационарные наблюдения за стоком талых вод на распаханых водосборах выпуклых склонов с уклонами преимущественно 1–5° на севере Среднерусской возвышенности показали [Брауде, 1991], что среднемноголетний смыв (за 12 лет) с зяби составил 15,4 т/га. За пределы пашни выносилось 5,4 т/га, тогда как 10 т/га (65%) переоткладывалось в конусах и шлейфах внутри пашни, преимущественно вдоль напашы у подножий распахиваемой части выпуклых склонов (86% от суммарной аккумуляции), и частично вверху нераспахиваемой части лога, выше измерительного створа (14%). Еще более высокие значения доли переотложившихся наносов в пределах пашни (50–90%) в период талого стока отмечены на пологих (1–2°) распахиваемых склонах низменностей Приднепровья. При этом на крутых склонах задерживается только 10% наносов [Ещенко, 1982]. По наблюдениям на балочном водосборе, расположенном на Донецком кряже, в нижних частях выпуклых склонов переотлагается 15–45% наносов [Колесников, Белолипский,

1989]. Согласно измерениям водорослей и аккумулятивных тел на ряде относительно прямых и выпуклых склонов севера Среднерусской возвышенности около 40% наносов переотложилось преимущественно по нижнему краю пашни после экстремального ливня, приведшего к смыву со склонов различной конфигурации от 22 до 59 т/га за один ливень [Голосов и др., 1999]. Около 30% от общего объема смытых наносов переотложилось внутри пашни при экстремальном ливне под Курском [Голосов и др., 2010].

Результаты прямых измерений объемов эрозии и аккумуляции наносов в пределах пахотных склонов свидетельствуют о том, что в районах с относительно мягким вторично-ледниковым рельефом и в регионах с более контрастным эрозионно-денудационным рельефом 35–70% продуктов эрозии почв не выносятся за пределы пашни. На вогнутых склонах и собирающих водосборах переотложение наносов обусловлено морфологией рельефа, способствующей частичной разгрузке потоков, перенасыщенных наносами, при уменьшении уклонов. На выпуклых и относительно прямых склонах, даже при условии некоторой концентрации стока в понижениях рельефа, преобладает аккумуляция у нижней границы пашни вдоль напашки.

Большинство результатов прямых наблюдений получено методом обмера водорослей и характеризует переотложение наносов за единичные эрозионные события или непродолжительный ряд наблюдений, что может вызывать сомнения в их точности. Для выявления перераспределения наносов на склоновых водосборах за многолетний и исторический интервал времени можно использовать почвенно-морфологический и радиоизотопный методы исследования. К настоящему времени накоплено достаточно много данных, в основном для умеренного климатического пояса. Следует учитывать, что при использовании изотопа ^{137}Cs оцениваются суммарное перераспределение почв, включая ветровую, водную и механическую эрозию, а также потери почвы с урожаем и перенос почвы землероями.

Имеющиеся данные, полученные с использованием ^{137}Cs , выпавшего в результате испытаний ядерного оружия в открытой атмосфере в период с 1954 по 1965 гг., позволяют оценить темпы перераспределения наносов в пределах водосборов с различной конфигурацией склонов. Ложбинные склоновые водосборы можно разделить на две группы. В первую входят склоновые водосборы с уклонами более 5–7° и средними темпами смыва 10–15 т/га в год [Walling et al., 1996; Walling, 1998], которые рассеяны ложбинами практически от основания склона до верхнего края поля. На таких водосборах порядка 80% наносов выносятся за их пределы, а зоны аккумуляции, составляющие 20–23% площади водосбора, располагаются преимущественно в днище ложбины, ближе к бортам, что связано, вероятно, с перераспределением почв при их механической обработке. Во вторую группу входят водосборы ложбин, прорезающих пологие с уклонами 1–2° междуречья, но имеющих в нижней трети водосбора относительно крутые 4–6° борта длиной 200–250 м [Walling, et al, 1996; Bernard et al., 1998]. При средних темпах смыва почв 5–9 т/га в год за пределы водосбора выносятся 50–60% наносов с преобладанием аккумуляции в средней части днища ложбины, где ложбина имеет небольшой уклон и собирает сток с пологой части водосбора и в ее нижней части у края поля. Площади зон аккумуляции составляют 14–35%.

Относительно прямые сходящиеся склоны характеризуются преобладанием эрозии в верхних и средних частях склона и аккумуляцией в его нижних частях, где происходят концентрация стока и переотложение значительной части наносов [Walling, Quine, 1992]. Доля наносов, отложившихся в пределах водосбора, умень-

шается по мере увеличения контрастности рельефа с 60–65% [Walling, Quine, 1992] до 20–22% [Walling, et al., 2000]. Для выпуклых склонов, слабо расчлененных потяжинами, характерно преобладание выноса наносов (80%) над аккумуляцией, зона которой охватывает не более 20% склонового водосбора [Higgitt, 1995]. Правда, если на нижней границе пашни существует искусственный вал в виде плотных насаждений из кустарника или высокой напашы, а выпуклый склон не расчленен потяжинами, то в этой зоне может отлагаться до 50% наносов, а суммарный вынос материала за пределы пашни не превысит 25% [Owens et al., 1997]. Для вогнутых склонов характерно преобладание аккумуляции наносов в нижней трети склонов, на которых откладывается около 80% наносов [Laverdiere, Bernard, 1998].

На темпах перераспределения наносов со склонов сказываются также различия в механическом составе и содержании гумуса в почве, которые определяют противоэрозионную устойчивость почв. Они особенно проявляются на зяблевой вспашке. Так, среднемноголетние мутности стока в период снеготаяния с зяби на черноземах выше, чем на дерново-подзолистых почвах при аналогичных параметрах рельефа. Соответственно в зависимости от механического состава почв изменяются и коэффициенты доставки наносов. Подобная закономерность установлена с помощью радиоцезиевого метода для почв Англии: по мере утяжеления механического состава почв снижаются темпы смыва и доля наносов, выносимых за пределы пашни [Walling, Quine, 1991].

Согласно данным по оценке эродированности почв в различных регионах СССР на долю намывных почв приходится около 30% от суммарной площади пашни [Каштанов, Заславский, 1984]. Учитывая, что темпы аккумуляции на единицу площади внутри пашни в среднем превосходят темпы смыва по крайней мере в 1,5 раза, на пахотных землях бывшего СССР переоткладывалось порядка 45% смытой почвы, что довольно близко к средним значениям выноса наносов со склонов различных конфигураций, установленных на основе использования других методов (табл. 2.36).

Таблица 2.36

Обобщенные данные о переотложении наносов внутри пашни на склонах различной конфигурации (% от суммарного объема смыва), установленные различными методами

Типы склонов и склоновых водосборов	Методы			В среднем
	водороин	радиоизотопный глобальный ¹³⁷ Cs	почвенно-морфологический	
Ложбинные, пологие	34–39	40–45	25–63	41
Ложбинные, крутосклонные	—	20–40	15	22,5
Вогнутые	50–60	80	—	68
Прямые	35–45	25–65	13	29
Выпуклые крутые	10	20	10,5	13,5
Выпуклые средней крутизны	15–45	—	—	(30)
Выпуклые пологие или с высокой напашью у подножья	55–70	75	—	69
Итого	39	49	(20)	39

Таким образом, имеющиеся данные, несмотря на их ограниченность, свидетельствуют о том, что переотложение наносов внутри пашни играет ощутимую роль в суммарном балансе наносов по пути их транспортировки со склонов в речную сеть и самым существенным образом зависит от конфигурации склонов и склоновых водосборов.

Выполненный анализ перераспределения наносов внутри пахотных склонов различной конфигурации показал, что естественные границы между различными морфологическими элементами рельефа склонов достаточно размыты и по существу не могут быть четко определены. Скорее можно говорить о типах склонов как самостоятельных литодинамических зонах, в пределах которых на фоне доминирующей роли эрозионных процессов ощутима роль аккумуляции. Такая ситуация характерна, например, для агроландшафтов с преобладанием вогнутых склонов. Гораздо ярче выражены техногенные границы, ответственные за значительную долю аккумуляции наносов на нижних границах пахотных склонов. Можно даже сказать, что нижняя граница пашни как морфологический элемент играет определяющую роль в контроле стока воды и аккумуляции наносов [Boardman, 1986], поскольку именно на этой границе резко изменяются шероховатость поверхности, транспортирующая способность потока и размывающая скорость [Маккавеев, 1955]. Расположение границы пашни относительно элементов эрозионного рельефа в той или иной мере контролирует сток наносов, транспортируемых склоновыми потоками в крупные эрозионные формы.

Объемы наносов, способных переотложиться внутри пашни на ее границе с необрабатываемой частью склона, зависят от высоты напашки и уклона склона в месте сочленения пашни и напашки, которое выступает в качестве дамбы. Если уклон склона вдоль напашки менее $1-1,5^\circ$, то можно рассчитать максимальный объем наносов, которые могут отложиться в микропрудках перед напашью, по формуле

$$W_{\text{мп}} = h_{\text{нап}} l_{\text{нап}} \operatorname{tg} \alpha, \quad (2.118)$$

где $W_{\text{мп}}$ — емкость микропруда выше насыпи, м^3 ; $h_{\text{нап}}$ — высота напашки, м; $l_{\text{нап}}$ — длина участка напашки с уклоном вдоль напашки менее $1,5^\circ$, м; α — угол наклона склона, примыкающего к напашке.

Если уклон вдоль напашки составляет более $1,5^\circ$, доля аккумуляции наносов пропорциональна потере энергии потока за счет снижения уклона по сравнению с уклоном склона, отчасти компенсируемым концентрацией потока воды вдоль напашки. В результате перелив через напашь происходит в точке ее минимальной высоты на данном участке склона. Поскольку напашь не является специально созданным валом, призванным задерживать наносы в пределах пашни, на участках с относительно небольшими уклонами вдоль сочленения пашни и напашки точка перелива потока через напашь может смещаться случайным образом. Но в любом случае искусственная концентрация стока воды вдоль напашки способствует увеличению мощности потока и дальности переноса наносов на задернованных участках склонов. Регулярное переотложение наносов вдоль напашки приводит к постепенному выполаживанию склона на участке, примыкающем к напашке вплоть до формирования плоских террасообразных поверхностей. Часто по нижнему краю поля высаживается так называемая «живая изгородь» — плотные посадки кустарника, которые работают в качестве илофильтра, задерживая значительную часть наносов, но пропуская воду. Подобные илофильтры создаются в Великобритании. В России и других странах Восточной Европы часто вдоль нижней границы поля высаживаются лесополосы, выполняющие водорегулирующие функции [Антонов,

1991]. При правильном размещении они способны задерживать не только весь сток наносов, но и значительную часть объема стекающих вод, по крайней мере в летний период. Однако часто в междурядьях лесополос наблюдается искусственная концентрация стока воды, что может привести к формированию оврагов. Количественные оценки аккумуляции наносов по нижнему краю пашни варьируют в зависимости от конфигурации склона, высоты напаша или междурядий в лесополосах, плотности кустарниковых посадок, мутности стока, характера посевов и других параметров. Так, только в результате одного сильного ливня доля наносов, аккумулялировавшихся по краю поля на склонах различной конфигурации водосбора балки Часовенков Верх, изменялась с 18 до 94%. Учитывая, что напашь меняет свое положение и высоту год от года, среднемноголетние оценки в данном случае не являются показательными.

При концентрированном по ложбинам и потяжинам стоке емкость микроводохранилища, создаваемого напашью или другим препятствием по краю поля, несопоставима с суммарными объемами стока воды. Поэтому отложения наносов по нижнему краю пашни ничтожно малы в сравнении с долей материала, выносимого за пределы поля, и составляют не более 5%. Исключением являются ситуации, когда продольный уклон ложбины настолько мал, что даже изменение направления вспашки приводит к подпруживанию стока в ложбине. В этом случае зона подпора от напаша может протягиваться вверх по склону на большое расстояние по его длине, что создает предпосылки к аккумуляции значительного объема наносов.

Как отмечал Н.И. Маккавеев [1955], при переходе стока из руслового в нерусловой наблюдается резкое усиление темпов аккумуляции. На относительно пологих склонах для задержания 90% наносов, переносимых потоками малой глубины, достаточно двухметровой полосы травы с проективным покрытием 100% [Novotny, Chesters, 1981]. Согласно результатам полевых экспериментов доля наносов, улавливаемых травяными фильтрами, может быть оценена по формуле [Novotny et al., 1986]

$$W_{\text{ак,п}} = 100 \exp\left(-0,00105 \frac{\text{Re}^{0,82}}{N_f^{0,91}}\right), \quad (2.119)$$

где $W_{\text{ак,п}}$ — доля наносов, задерживающихся в полосе травы, %; $N_f = \frac{L_{\text{тф}} w}{vh}$; Re — число Рейнольдса; $L_{\text{тф}}$ — длина травяного фильтра; w — гидравлическая крупность частиц почвы; v — скорость склонового потока; h — его глубина.

Скорости потоков малой глубины уменьшаются как минимум на порядок при переходе с незадернованной поверхности на полностью задернованную, а шероховатость поверхности, напротив, возрастает примерно на порядок [Ларионов, 1993]. Поэтому, даже учитывая инерционность стока при большой длине пробега, можно утверждать, что 30-метровая полоса со 100%-м проективным покрытием травой достаточна для улавливания почти 100% наносов, переносимых неконцентрированными потоками малой глубины. Это подтверждается данными натурных наблюдений [Kronvang, Lanbel et al., 2000].

Основная часть стока воды и наносов поступает на задернованный склон, предварительно концентрируясь вдоль напаша на краю поля или по ложбинам и потяжинам. В первом случае происходит рассредоточение стока при выходе с поля, и подавляющая часть наносов откладывается в 30–50-метровой полосе ниже гра-

ницы пашни [Голосов, 1988а]. Но поскольку концентрированный сток обладает большой инерционностью, при экстремальных эрозионных событиях полная аккумуляция в пределах склонов междуречья с уклонами до 10° происходит на расстоянии до 100 м от края пашни [Голосов и др., 1990]. Транспорт наносов по задернованным участкам ложбин также приводит к аккумуляции части наносов. Так, средние темпы аккумуляции наносов в залуженных ложбинах различных частей склонов Южного Предуралья согласно различным оценкам составили от 1 см в год за 30-летний период [Голосов, Иванова, 2000] до 4 см в год за 8-летний период [Косоуров, 1982]. По наблюдениям на малом водосборе в бассейне р. Ольховой (Восточная Украина) мутность стока воды на залуженной части ложбины уменьшается в 2,6–6 раз, при этом 20% наносов отлагается в пределах ложбины [Колесников, Белолипский, 1989]. До 95% наносов отложилось в днище пологой ложбины Хаммервельд-1 (центральная Бельгия), тогда как в соседней также распаханной ложбине Хаммервельд-2 за трехлетний период наблюдений переотложилось только 5% наносов [Vandaele, Poesen, 1996]. Подобные диспропорции неувидительны. Как показывают наблюдения [Голосов, 1988б], темпы аккумуляции зависят от мутности стока, длины пробега от края поля и уклона днища (табл. 2.37). При интенсивном смыве основная масса наносов отлагается сразу же на выходе с распаханной части ложбины и продолжается по всей ее длине. При этом темпы аккумуляции убывают вниз по днищу. При невысокой мутности склоновых потоков основная часть наносов транспортируется во взвеси и не отлагается в днище ложбины, более того, с ростом уклонов даже при 85–95% задернованности днища может начаться его размыв. Уклоны незадернованной части ложбины возрастают и в том, и в другом случаях, что способствует увеличению энергии потока и ускорению отступления вершины уступа вторичного вреза, расположенного ниже по течению.

Аналогичная зависимость между мутностью склоновых потоков и долей аккумуляции наносов прослеживается на залуженном участке ложбины, расположенной в полевой части водосбора Егорова оврага между краем поля и вершиной оврага (среднее течение р. Протвы, Калужская область). В год с умеренным смывом с озимых в ложбине отложилось только 8% от вынесенных за пределы водосбора наносов, тогда как в годы, когда суммарный объем смыва с зяби составлял более 50 т, на данном отрезке ложбины аккумулировалось от 54 до 76% наносов. На темпах аккумуляции сказываются также плотность и высота травостоя. Так, специально выращиваемые для противоэрозионных целей сорта трав, отличающиеся высокой сомкнутостью травостоя при высоте стеблей от 30 см весной до 1,5 м в летнее время и ширине полосы 30 см, создают эффект плотины, что приводит к последовательному заполнению наносами небольшой потяжины вверх по склону [Ritchie, 2000].

Таблица 2.37

Баланс наносов в привершинной ложбине оврага Рогатый (Калужская область) при различной мутности стока в период весеннего снеготаяния

Год	Расстояние от края поля, м	Ширина днища, м	Задернованность днища, %	Среднемаксимальная мутность потока, г/л	Размыв, мм	Аккумуляция, мм
1982	10	14,9	90–95	15	—	16,1
	120	5,7	75–90	10	—	1,83
	125	5,6	90–100	10	—	0,65

Год	Расстояние от края поля, м	Ширина днища, м	Задернованность днища, %	Среднемаксимальная мутность потока, г/л	Размыв, мм	Аккумуляция, мм
1983	10	14,9	90–95	2,0	—	0,28
	120	5,7	75–90	1,5	0,02	—
	125	5,6	90–100	1,5	0,02	—

Таким образом, результаты наблюдений свидетельствуют, что значительная часть наносов, смываемых с пахотных склонов, аккумулируется в пределах склонов междуречий, преимущественно непосредственно у границы пашни и на задернованных частях междуречных склонов. Если пахотный склон расположен выше нераспахиваемого участка склона междуречья, то при уклонах склона до 10° все наносы аккумулируются ниже пашни в пределах 100-метровой задернованной полосы при концентрированном стоке и 30-метровой полосы при мелко-ручейковом или плоскостном стоке. Если сток воды и наносов с пашни поступает в залуженные днища ложбин и потяжин, то доля наносов, откладывающихся в них до их перехода в более крупные эрозионные формы, зависит от мутности склоновых потоков, уклона, характера задернованности днища и лимитируется общей протяженностью задернованной части ложбины и потяжины. Поэтому в лесной зоне значительная часть наносов задерживается в пределах склонов междуречий, и только водосборы крупных ложбин являются основным источником поступления наносов в овражно-балочную сеть и далее в речные долины [Голосов, 1988а]. В лесостепи и степи создание травяных буферных полос по периферии пахотных склонов является достаточно эффективным мероприятием по сдерживанию поступления наносов с пашни в верхние звенья гидрографической сети.

Глава 3

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОВРАЖНО-БАЛОЧНОЙ СЕТИ

3.1. МЕХАНИЗМ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ

Овражная эрозия — процесс активного расчленения земной поверхности линейными эрозионными формами, образующимися при работе временных русловых потоков ливневых и талых вод — оврагами. *Овраг* — самое верхнее звено эрозионной сети, он развивается на протяжении сотен лет и, как правило, не уничтожается при антропогенном воздействии (не считая искусственной засыпки, в основном, в городах). Занимая промежуточное положение, как во времени, так и в пространстве между склонами и речными системами, овраги большую часть своей «жизни» осуществляют транзит материала, размытого на водосборе и переносимого потоками талых и ливневых вод в более крупные звенья флювиального рельефа — балки, долины рек. *Овраг* — это связующее звено между поверхностью бассейнов и долинами рек и балок, непосредственно влияющее, с одной стороны, на эрозионные процессы на территории водосбора, с другой стороны, на эрозионно-аккумулятивные и русловые процессы в реках и днищах балок. Непосредственной причиной образования оврагов является нарушение растительного покрова естественными деструктивными процессами, в том числе при изменении климатических условий, а при активной хозяйственной деятельности — естественных условий формирования стока на склонах речных долин, балок, суходолов. Большое количество оврагов развивается на сельскохозяйственных угодьях, в городах, поселках, при вырубке леса, добыче полезных ископаемых и строительстве.

К оврагам относят линейные формы длиной обычно не менее 70–100 м, глубиной 1,5–2,0 м и более. Эти характеристики соответствуют в основном земледельческой зоне России, где овраги как типичная крупная эрозионная форма получили наибольшее распространение.

В оврагах потоки выполняют три основные функции: 1) разрушают породы и грунты в тальвеге и формируют русла оврага; 2) стимулируют гравитационные процессы на склонах и в вершине оврага под влиянием глубинной и боковой эрозии; 3) выносят за пределы овражной формы продукты разрушения бортов и дна оврага, производимые эрозионными и склоновыми процессами, вследствие чего происходит увеличение объема оврага и его углубление.

Овраг развивается в условиях постоянно изменяющейся транспортирующей способности и мутности потоков, что обусловлено, помимо сезонных и суточных колебаний стока, трансформацией во времени продольных уклонов и морфометрических характеристик его русла. Возникновение оврага обычно начинается с образования воронок размыва на крутой части склона, объединяющихся со временем в промоину. Началу размыва на склоне часто предшествует суффозия или разрывы дернины и растительного покрова. На склоне образуется одна или несколько воронок, которые расширяются, продвигаются вверх по склону, сливаются, образуя тоннель. Первичные эрозионно-суффозионные размывы довольно быстро преобразуются в линейную эрозионную форму с выпуклым продольным профилем и вершинным перепадом, продвигающимся в ходе развития регрессивно вверх по склону. По существу, любая про-

моина на склоне, образовавшаяся в мелколучейковой сети, при благоприятных условиях может дать начало оврагу.

В начальный период образования русло оврага имеет продольные уклоны в пределах 0,2–0,4‰ (20–30°); содержание наносов в потоке может достигать величин, близких к селям и высоко насыщенным смесям. Это результат не только непосредственного размыва и их поступления с площади водосбора, но и в значительной степени поступления в поток грунта с субвертикальных стенок глубокой промоины в результате их обрушения. Быстрый рост промоины в глубину и поступление грунта с откосов создают условия для насыщения потока наносами практически до полного использования его транспортирующей способности. Условием образования и развития оврага является возможность беспрепятственного выноса за пределы эрозионного вреза размывтого и поступающего к его тальвегу с бортов грунта. Н.И. Маккавеев [1955] указывал на это как на первое условие, способствующее образованию линейной эрозионной формы, развивающейся за счет регрессивного врезания верховий. Его соблюдение возможно, если по длине оврага увеличивается транспортирующая способность концентрированного в русле водного потока. Этому способствуют увеличение расходов за счет нарастания по длине оврага площади водосборного бассейна и выпуклая форма склона, в который врезается овраг. На прямых и вогнутых склонах формирование оврагов наблюдается значительно реже — как следствие сравнительно меньшей транспортирующей способности потоков при постоянных и уменьшающихся по длине уклонах. Образующиеся при этом эрозионные формы не имеют морфометрических признаков типичного оврага. Обычными эрозионными формами на вогнутых и прямых склонах являются промоины или водороины, которые по длине могут достигать многих сотен метров.

В процессе развития оврага интенсивность и режим роста всех его параметров регулируется взаимодействием эрозионно-аккумулятивных (русловых) процессов в тальвеге оврага и гравитационных — на склонах, в вершине и отвершках оврага. Водный поток в овраге представляет, хотя и мощную, но весьма кратковременно действующую силу. Эрозионный период составляет обычно лишь сотые доли всего периода жизни оврага [Косов, 1958]. Соотношение склоновых и русловых процессов определяет баланс наносов, эрозии и аккумуляции на различных участках оврага и его морфологический облик. Характер взаимодействия временного потока с руслом и склонами оврага изменяется как во времени, так и по длине оврага.

В начале развития овраг представляет собой чисто эрозионную форму; но затем — по мере удлинения, углубления и расширения — в его русле начинает развиваться чередование зон эрозии и аккумуляции, причем в вершине оврага сохраняется эрозионный процесс, тогда как на конусе выноса преобладает аккумулятивный. Наиболее характерным проявлением эрозионно-аккумулятивного процесса является образование в русле оврага комплексов, состоящих из прямолинейных промоин с вершинным перепадом, осложненных воронками на участках размыва, и конусообразных скоплений пролювия на участках аккумуляции. Такой комплекс соответствует начальной стадии образованию оврага на склоновом водосборе. В этот период вершинный перепад продвигается вверх по склону, определяя линейный рост оврага. Процесс формирования и развития вершинного уступа описан многими исследователями [Костычев, 1886; Соболев, 1948; Мирцхулава, 1970]. Проведенные натурные и экспериментальные исследования позволяют утверждать, что регрессивный линейный рост оврага осуществляется путем периодических обрушений вершины, происходящих как во время, так и после окончания стока воды.

На всех этапах развития оврага в его вершине выделяется в основном три элемента: 1) вершинный уступ; 2) воронка размыва в основании уступа; 3) короткий асимметричный аккумулятивный вал, замыкающий воронку снизу (по течению). Талые и дождевые воды, стекая с водосбора, частично низвергаются водопадом на дно оврага, образуя водобойный колодец (рис. 3.1), глубина которого может варьировать от нескольких сантиметров до 1 м и более в зависимости от высоты уступа, устойчивости пород и количества падающей воды. Часть воды стекает по поверхности уступа, размывая прежде всего его подножье, где образуется ниша. Верхняя часть вершинного уступа, сложенная более устойчивым почвенным горизонтом, размывается медленнее. В результате возникает нависающий карниз, который обрушивается, после чего процесс повторяется. Высота вершинного уступа колеблется от 0,5 до 10 м, в лессах может достигать 12 м [Соболев, 1948; Лидов, Николаевская, 1956, Коротина, 1981]. Частота и масштабы обрушений вершины оврага изменяются в зависимости от высоты уступа. На первых этапах развития оврагов многократные обвалы происходят в течение одного паводка; обрушившийся материал не успевает выноситься потоком полностью, сдерживая углубление оврага при продолжающемся линейном росте. В дальнейшем частота и масштаб обвалов уменьшаются, что связано с уменьшением расхода воды при сокращении привершинной части площади водосбора. В зависимости от природно-климатических и геологических условий вершинный уступ может сохраняться и на поздних стадиях развития, а следовательно, его наличие не может свидетельствовать о степени активности линейного роста.

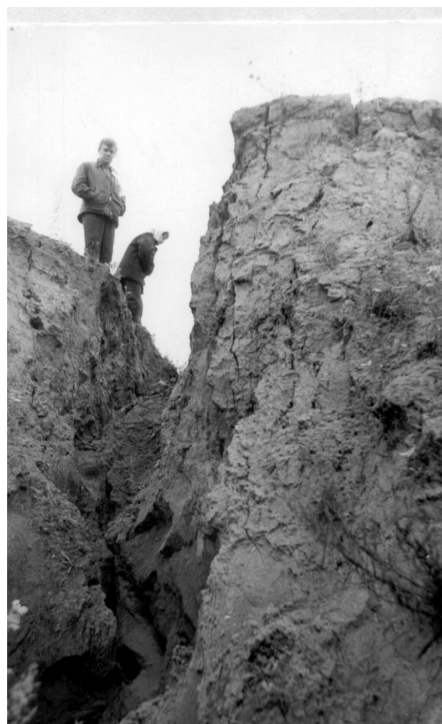


Рис. 3.1. Водобойный колодец в вершине оврага, развивающегося в лесовых отложениях (бассейн р. Сейма)
Фото Б.П. Любимова

В процессе развития оврага эрозионно-аккумулятивные формы более крупных размеров прослеживаются в средних и нижних частях днища. Пологоволнистая форма профиля обусловлена местными перепадами или изменениями живого сечения потока, когда его кинетическая энергия достигает определенного критического значения. Она возрастает на пороге, вызывая интенсивный регрессивный размыв перепада и его быстрое продвижение вверх по руслу, а также повышение высоты самого порога. Наличие водопада резко усиливает глубинную эрозию в водобойной воронке. Активные, перемещающиеся вверх (против течения потоков) эрозионные ступени являются одним из самых надежных свидетельств развития оврага и прежде всего его углубления. Эрозионные ступени, как правило, превосходят по высоте глубину потока и должны рассматриваться как отдельные местные гидравлические сопротивления. Русло в оврагах представляет собой каскад водопадов, высота которых увеличивается от устьевой части к верховьям. Самая высокая ступень обычно соответствует вершине оврага; максимальной высоты она достигает в период, когда вершина эрози-

онной формы подходит к перегибу выпуклого склона, на котором развивается овраг, а затем пересекает его. Каскад порогов в русле наблюдается в самом начале образования оврагов, но в дальнейшем они возникают на участках завалов русла продуктами склоновых деформаций. Ступенчатость русла и регрессивное отступление перепадов за время паводков отмечались во всех природных регионах. Количество перепадов в ряде случаев достигало 20–50 на 1 км [Швебс, 1968]. При этом ступенчатость связана с неоднородностью пород и появляется и при их однородном составе [Спиридонов, 1950; Швебс, 1974]. Основной действующей силой в развитии оврага является работа водного потока, размывающего и транспортирующего грунт по всей длине эрозионного вреза от вершины, где его во взвешенное состояние приводит падающая струя, до устьевого створа, где происходит частичная аккумуляция грунта на конусе выноса. По мере перемещения по оврагу поток насыщается наносами при размыве берегов и углублении русла.

Продольный профиль оврага имеет уклоны, в привершинной части превышающие уклон склона, а в устьевой, напротив, значительно меньшие, зачастую близкие к нулевым значениям. Поперечный профиль оврага значительно изменяется во времени и по длине. При активном росте овраг на всем протяжении имеет близкие к вертикальным стенки, уклоны которых превосходят углы естественного откоса. По мере развития, начиная с его устьевой части, склоны выполаживаются и зарастают. Когда практически заканчивается регрессивное развитие и овраг перестает увеличиваться в длину, продолжается его углубление, расширение площади и рост объема.

Экспериментальные исследования показали, что к 1% времени развития оврага суммарная длина участков врезания, сосредоточенных в основном в верхней его части, составляет примерно 2/3 общей длины и почти вдвое превышает длину участков, где наблюдается аккумуляция. До 2% общего времени сохраняется почти прямолинейное русло с большим уклоном, к 3% времени в верховье намечается зона прогиба. По мере выработки устойчивого продольного профиля развиваются и активизируются процессы в тальвеге (русле) оврага — меандрирование с образованием излучин и размывами бортов эрозионной формы, образующими вогнутые берега. Глубинная эрозия сопровождается боковой, в днище оврага образуются побочни, косы, перекаты. Отмечается попеременное увеличение длин участков эрозии и аккумуляции, что охватывает период до 40% общего времени оврагообразования, после чего аккумуляция становится преобладающим процессом. На заключительной стадии развития скорости потока в овраге снижаются, приближаясь к неразмывающим, и оказываются недостаточными для перемещения склонового материала. По мере углубления оврага, увеличения его площади и образования широкого днища его продольный профиль трансформируется из выпуклого, повторяющего конфигурацию склона, в вогнутый, в устье — в выпуклый. Величина стрелы прогиба вогнутой части продольного профиля в ходе его формирования увеличивается, а выпуклость в низовье сглаживается [Экспериментальная геоморфология, 1978].

Большое влияние на развитие продольного профиля оврага оказывают образующиеся боковые отвершки и гравитационные процессы (оползни, осыпи, обвалы, оплывины) на его бортах. Частые смещения русла в зоне интенсивных обрушений склонов оврага наиболее характерны для начальных стадий развития, когда отмечается интенсивная глубинная эрозия. Локальные завалы русла продуктами склоновых деформаций вызывают временные изменения формы продольного профиля, подпор потока и аккумуляцию наносов на вышележащем участке днища ов-

рага, усиление глубинной эрозии в зоне завала и аккумуляцию продуктов размыва завала ниже его. В то же время они обуславливают одновременно интенсивное расширение и асимметричное развитие поперечного профиля оврага. На заключительной стадии развития скорости потока в овраге снижаются, приближаясь к неразмывающим, и оказываются недостаточными для перемещения склонового материала.

На конечной стадии развития оврага независимо от морфологии водосбора уклоны продольного профиля соответствуют выровненной транспортирующей способности потока. Такой профиль назван Н.И. Маккавеевым [1955] выработанным.

Материал, поступающий с водосбора при размыве русла и с бортов оврага, аккумулируется на устьевых участках — конусах выноса, по размерам которых можно получить представление об интенсивности и объемах овражных выносов. В разные периоды роста оврага его связи с водосбором и принимающим объектом (более крупным звеном эрозионной сети — речной террасой, поймой и т.д.) различны по форме и содержанию. На начальных стадиях преобладают интенсивный вынос грунта через замыкающий створ, рост конуса выноса; на заключительной стадии овраг представляет собой прежде всего артерию, по которой смытые с площади водосбора почвы и грунты переносятся ниже, частично аккумулируясь на дне по всей длине оврага.

В процессе развития оврагов интенсивность изменения их морфометрических параметров имеет направленный характер, что находит отражение в морфологии оврагов. Каждый овраг в ходе эволюции проходит ряд стадий, характеризующихся различной интенсивностью роста всех морфометрических параметров, изменением конфигурации продольного и поперечного профилей, неодинаковой формой вершин, отражающих современные тенденции и потенциальные возможности дальнейшего развития оврага. Рост оврагов закономерно изменяется во времени под влиянием как внешних факторов (геолого-геоморфологических и гидролого-метеорологических), так и изменения условий, которые создаются самим процессом оврагообразования. Скорости роста на разных этапах развития оврага даже при полной неизменности «внешних» факторов могут изменяться в десятки и сотни раз.

Наиболее ранние сведения о росте оврагов содержатся в работах В.И. Масальского [1897] и Э.Э. Керна [1894], которые отмечали развитие овражной сети в центральных областях европейской части России и Поволжья. Впоследствии вопросам динамики оврагов большое внимание уделяли А.С. Козменко, С.С. Соболев, М.В. Проничева, Б.Ф. Косов, А.Г. Рожков и многие другие исследователи. В последние десятилетия по ряду регионов ЕТР получены новые данные о скоростях роста оврагов, охватывающие длительный период исследований, что позволяет наметить общие тенденции развития овражной эрозии [Овражная эрозия, 1989; География..., 2006].

Одной из наиболее характерных особенностей динамики развития оврага является неравномерное изменение всех его параметров в сторону увеличения, тогда как увеличение темпов роста оврага сменяется со временем их снижением. Общий ход развития параметров оврага графически можно представить в виде асимметричной волны — увеличение скоростей роста в начальный период и общего их снижения в продолжительный последующий период. В начальный период развития линейный рост оврагов может достигать 100–150 м в год или даже за время отдельного ливня. Линейный рост замедляется в результате постепенного сокра-

щения массы воды, поступающей в вершину оврага вследствие уменьшения площади водосбора, вызываемого регрессивным продвижением вершины. Углубление и расширение оврага замедляются в процессе формирования выработанного продольного профиля.

Накопленный фактический материал по скоростям роста оврагов за более чем столетний период позволяет говорить о тенденции уменьшения скоростей роста оврагов во времени. Такой ряд наблюдений имеется по оврагу, расположенному на левом берегу р. Красная Меча (д. Красногорская в Тульской области). В конце XIX в. он был описан Э.Э. Керном [1894], через 60 лет (в 1980 г.) его обследовали повторно [Зорина и др., 1984]. На первом этапе среднегодовой прирост вершины оврага составлял 7,0 м/год, на втором (1891–1980) он уменьшился до 2,2 м/год. Тренд затухания средних скоростей роста оврагов прослеживается по материалам их многолетних исследований в Ульяновской области. Д.Л. Арманд [1958] на основе сравнения картографических материалов 1845–1948 гг. получил среднегодовой прирост длины оврагов за 100 лет, он составил 7,2 м/год. В 1948–1966 гг. он уменьшился до 2,3 м/год, но в 1967–1974 гг. увеличился до 4,7 м/год [Миронова, Сетунская, 1977], хотя и не достиг величин первого периода.

По 20-летним наблюдениям 100 оврагов в Удмуртии И.И. Рысин [1998] отметил, что средняя скорость линейного роста в период с 1959 по 1974 г. составляла 2,17 м/год, в 1974–1980 гг. она уменьшилась до 1,83 м/год, а за 1980–1987 гг. составила о 1,3 м/год.

На фоне общей тенденции уменьшения скоростей роста оврагов проявляется их пульсационно-ритмический характер. Экспериментальные исследования установили, что максимальная частота колебаний таких скоростей наблюдается в течение первых 20% общего времени развития. В это же время отмечаются наибольшие средние скорости. Максимальные скорости на отдельных этапах могут превышать средние в 2–3 раза и более. Многолетние систематические натурные наблюдения также выявили неравномерный ежегодный прирост вершин оврагов как по годам, так и по сезонам. Скорости роста от года к году изменяются в несколько раз вплоть до его полного прекращения и варьируют в зависимости от водности года, размываемости грунтов, рельефа, стадий развития оврага, антропогенных воздействий.

Неравномерность линейного роста оврагов подтверждается данными 20-летнего периода (1982–2002 гг.) наблюдений за ростом склонового оврага по правому берегу р. Протвы [Веретенникова, 1998]. При средней скорости роста его вершины 1,2 м/год максимальная скорость составила 4,4 м/год, а с 1994 по 1996 г. длина оврага практически не увеличилась. Такие же по продолжительности наблюдения в различных регионах Удмуртии [Рысин, 1998] выявили большой диапазон изменения годового прироста — от 0 до 10 м/год. На территории Татарстана скорости линейного роста оврагов варьировали от 0,1 до 10–15 м/год [Бутаков и др., 2000]; в Чувашии максимальные скорости составляли 5,58 м/год, минимальные — 0,86 м/год. Анализ материалов по современной активности овражной эрозии центра европейской части России показывает, что наиболее типичными средними скоростями линейного роста оврагов можно считать 0,5–2,0 м/год.

Замедление роста оврага по всем его параметрам по мере продвижения вершины вверх по склону связано прежде всего с преобразованиями, происходящими на склоновом водосборе вследствие развития самой овражной формы, так как овраг своим ростом видоизменяет породивший его водосбор. По мере развития линейной формы поток из активной размывающей силы, каким он был на склоне, преобразуется в транспортную артерию со скоростями, близкими к неразмыва-

юшим, способную переносить наносы с вышележащей части водосбора, не производя при этом размыва днища оврага.

Внешние связи оврагообразования определяют зависимости между количеством, параметрами, темпами роста оврагов и условиями, в которых они развиваются, т.е. всем комплексом взаимодействующих природных факторов и антропогенных воздействий на ландшафт, а также процессами, сопутствующими оврагообразованию (осыпи, оползни на склонах, карст, суффозия и др.), влияющими на развитие оврагов как естественных эрозионных форм.

Рассматривая роль природных и антропогенных факторов в развитии овражной эрозии, Б.Ф. Косов [1960] отмечал проявление правила «конвергенции» в оврагообразовательном процессе. Геоморфологический эффект конвергенции форм рельефа проявляется в существовании внешнего, часто временного, сходства форм рельефа разного происхождения. Овраги разных регионов имеют различную морфологию и морфометрию, оставаясь при этом оврагами, морфометрически отличающимися от других линейных эрозионных форм — балок, речных долин. Различия обусловлены прежде всего количественными характеристиками природных факторов и разнообразием сопровождающих образование оврагов ведущих склоновых процессов. Б.Ф. Косов отметил также сходство форм оврагов, образующихся под воздействием разных природных факторов. Все это свидетельствует о многофакторности и сложности процесса оврагообразования.

Межкомпонентные связи проявляются в соотношениях между параметрами оврага на разных стадиях его развития. Эти связи исследовались на модели оврага, растущего на склоновом водосборе. При этом скорости роста всех параметров фиксировались в течение всего цикла оврагообразования, проходящего под влиянием дождевых осадков на склонах с различными морфометрическими характеристиками.

В течение опыта синхронно измерялись длина, ширина, глубина, площадь и объем оврага. Постоянство условий развития оврага в каждом из опытов позволяет утверждать, что изменения параметров оврага происходят неравномерно — повышение скоростей роста одного из параметров влечет за собой снижение скорости роста другого. Это объясняется особенностями развития оврага — чередованием активности эрозионного и склонового процессов, что приводит к образованию сопряженных волн роста оврага в глубину и его расширения между бровками [Косов, Никольская, 1974; Никольская, 1980]. Асинхронность присуща процессу оврагообразования как закономерность. Асинхронное усиление глубинной и боковой эрозии в наибольшей степени сказывается на соотношении роста длины и объема оврага. В начальный период происходит интенсивный рост оврага в длину, которая является наиболее неравномерно увеличивающимся параметром. Наиболее равномерен во времени рост объема оврага, интегрирующий в себе особенности развития других параметров. Зависимость между интенсивностью его объемного и линейного роста выражается формулой

$$\frac{V_l}{V_{l\max}} = 10^{-2} \left(\frac{V_w}{0,41 \cdot V_{w\max}} \right) - 3,0 \cdot 10^{-3}, \quad (3.1)$$

где $\frac{V_l}{V_{l\max}}$ — относительная интенсивность линейного роста; $\frac{V_w}{V_{w\max}}$ — относительная интенсивность объемного роста. На рис. 3.2 представлена зависимость между относительным ростом длины и объема оврага при различных морфометрических

характеристик водосбора. Это соотношение характеризует взаимосвязь между наиболее динамичным (длиной) и наиболее замедленным в развитии (объемом) параметрами оврага. Изменения во времени глубины, ширины и площади оврага занимают промежуточное положение.

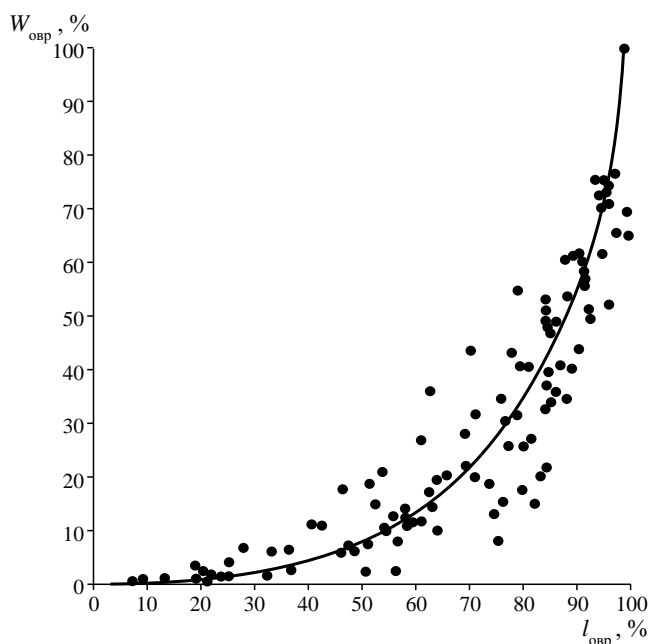


Рис. 3.2. Зависимость между относительным ростом длины оврага $l_{\text{овр}} (\%)$ и его объемом $W_{\text{овр}} (\%)$

На рис. 3.3 приведен график изменения параметров оврага в ходе его развития (на основе экспериментальных исследований). По оси абсцисс отложено время (% от общей продолжительности опыта), по оси ординат — величины параметров оврага (% от их предельных значений). График показывает, что глубина и длина оврагов растут быстро в начальный период их образования и за 1% времени достигают 60% их предельных размеров; наоборот, площадь за это же время развития достигает только 20%, объем — 10% их предельно возможных величин. К 5% общего времени развития оврага его глубина и длина достигают 80% их конечного размера, объем — 35%. Рост всех параметров оврага почти полностью прекращается к 60% времени. В то же время график показывает, что увеличение размеров оврага за определенное время по какому-либо одному параметру не дает представления об относительном приросте другого параметра. Например, площадь и объем оврага, рост которых сопровождаются разрушениями окружающих земель, продолжают интенсивно увеличиваться при прекращении роста оврага в длину [Экспериментальная геоморфология, 1969].

Внутренние (внутрикомпонентные) связи описывают закономерности развития оврага как эрозионной формы. Основной среди них является наличие восходящей и нисходящей ветвей развития во времени. Восходящая ветвь соответствует саморазвитию оврага, до определенного момента интенсифицирующему процесс роста всей овражной формы. Это период формирования линейного вреза на склоне,

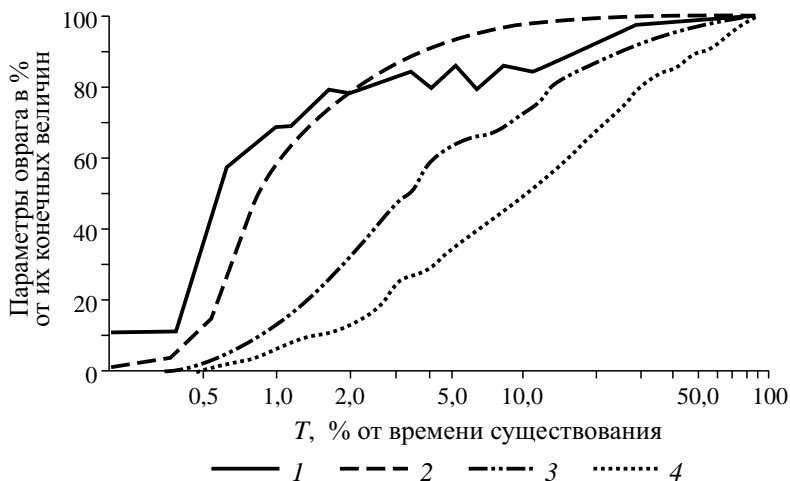


Рис. 3.3. Изменения параметров оврага по мере его развития во времени T (% от времени существования):

1 — глубина; 2 — длина; 3 — площадь; 4 — объем [Никольская, 1980]

образования русла, концентрирующего сток с водосборной площади, повышения скоростных характеристик потока.

На рис. 3.4 представлены изменение во времени скорости линейного роста оврага в соответствии с экспериментальными данными и расчетная кривая, полученная как функция изменения транспортирующей способности потока и расходов воды в вершине по мере развития оврага. Опытные данные показывают, что максимальные скорости роста всех параметров склона отмечаются в момент прорыва вершиной оврага бровки склона, что соответствует «точке» экстремума функции. Правая от этой точки ветвь кривой соответствует снижению интенсивности роста оврага [Экспериментальная геоморфология, 1978].

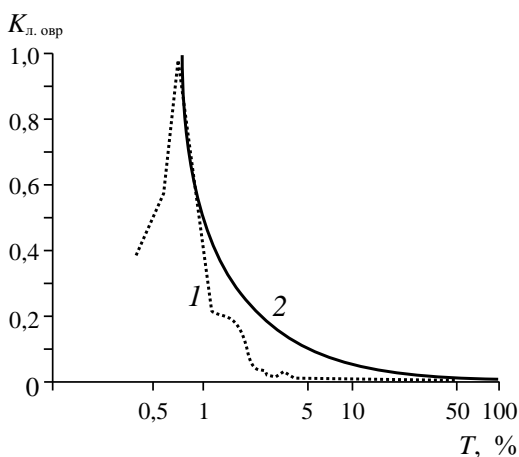


Рис. 3.4. Изменение интенсивности линейного роста оврага $K_{л.овр}$:
1 — опытные данные; 2 — расчетные данные

Экспериментальные данные позволили представить изменение во времени объемного роста оврага [Зорина, 2003] в виде зависимостей, соответствующих разным этапам его развития. Овраги на сильно выпуклых склонах с большими глубинами местных базисов эрозии и легких грунтах от 35 до 45% объема вырабатывают за 10–15% общего времени развития. Следующие 35–40% объема (практически 80% общего объема) вырабатываются к 40–50% общего времени развития оврага. Интенсивность роста объема при этом подчиняется зависимости

$$V_w = \frac{V_{w_{\text{макс}}}}{t_i^{0,56}}. \quad (3.2)$$

В интервале с 40–50 до 100% общего времени развития оврага интенсивность его роста может быть представлена так:

$$V_w = V_{w_{\text{макс}}} \left(\frac{3,16 \cdot 10^3}{t_i^{2,75}} - 0,01 \right), \quad (3.3)$$

где V_w — интенсивность объемного роста за период времени t_i , м³/год; t_i — время, %.

В тех же условиях морфометрии на склонах, сложенных более плотными грунтами, может быть выделен отрезок времени от начала оврагообразования до 10–15% общего времени развития оврага, когда интенсивность его объемного роста можно представить так:

$$V_w = \frac{V_{w_{\text{макс}}}}{t_i^{0,55}}. \quad (3.4)$$

Как и в предыдущем случае, за этот период овраг вырабатывает до 35% своего объема. Следующий период, когда объем оврага увеличивается до 85% от его величины на завершающем этапе развития, занимает по времени 40%, т.е. время к концу этапа близко к 50–55% общего времени развития оврага. Интенсивность объемного роста в этот период:

$$V_w = \frac{1,43V_{w_{\text{макс}}}}{t_i^{0,71}}. \quad (3.5)$$

В оставшееся 50% времени, за которые объем оврага достигнет 100%, изменение интенсивности его объемного роста подчиняется зависимости:

$$V_w = V_{\text{макс.}w} \left(\frac{2,16 \cdot 10^4}{t_i^{3,17}} - 0,01 \right). \quad (3.6)$$

Овраги, развивающиеся на слабо выпуклых и прямых склонах при глубинах местных базисов эрозии, не превышающих 20 м, будут иметь интенсивность роста объема за период до 10% общего времени:

$$V_w = \frac{V_{w_{\text{макс}}}}{t_i^{0,16}}; \quad (3.7)$$

от 10 до 50% общего времени развития:

$$V_w = \frac{3,4V_{w_{\text{макс}}}}{t_i^{0,67}}; \quad (3.8)$$

от 50 до 100%:

$$V_w = V_{w_{\max}} \left(\frac{1,6 \cdot 10^7}{t^{4,6}} - 0,01 \right). \quad (3.9)$$

Для всех рассмотренных выше условий процент выработки объема за равные периоды времени оказывается близким и, как показывает интегрирование по времени, за начальный период — до 10–15% времени — составляет приблизительно 30–40% общего объема; от 10–15 до 40–50% времени — 40–60% общего объема; от 50 до 100% времени — 15–25% общего объема.

Овраг за первые 40–50% времени развития практически достигает своей предельной длины при постоянном углублении и уменьшении среднего продольного уклона тальвега. Форма продольного профиля из выпуклой, повторяющей форму склона, трансформируется в прямую или слабовогнутую. В последующем происходят дальнейшая трансформация продольного профиля, постепенное углубление верхнего и среднего участков оврага, смещение в верхнюю часть продольного профиля стрелы максимального прогиба при его неизменной длине. Продольный профиль становится «выработанным».

Если на начальных этапах развития в естественных условиях значительные уклоны тальвега создают возможность размыва и углубления русла оврага даже при сравнительно небольших расходах воды, то по мере увеличения вогнутости продольного профиля размыв осуществляется потоками редкой повторяемости, но имеющими более высокие скорости. На склонах и по тальвегу формируется растительный покров; по тальвегу он уничтожается во время формирования в нем этих потоков.

Годы с большой водностью не всегда соответствуют процессам активной эрозии оврагов. Нередко в периоды ливней или высокого половодья потоки лишь выносят из оврагов склоновый материал, обрушивающийся с откосов и аккумулирующийся в маловодные периоды на отдельных участках днища. Углубление оврага в такие многоводные годы может практически отсутствовать.

При продолжительном многоводном периоде, если в первые годы бывают паводки или расходы редкой повторяемости, они могут сформировать своеобразный рельеф днища оврага. Образовавшиеся в это время эрозионные котлы, глубокие длинные промоины могут затем долгое время служить местами аккумуляции и, несмотря на высокие расходы, препятствовать выносу эродированного материала.

Поскольку развитие оврагов насчитывает десятки и сотни лет, в их формировании на разных стадиях развития участвуют экстремальные по водности потоки, расходы воды в которых имеют редкую повторяемость. Эти потоки проделывают большую работу по углублению русла. Естественно, что после их прохождения потоки с меньшими скоростями уже не способны проделывать работу по изменению русла, сформированного высокими половодьями или паводками. Все это значительно растягивает завершающую стадию развития оврагов.

Возможен вариант появления оврага на склоне в высокое половодье или при ливнях редкой повторяемости. В это время происходит исключительно быстрое развитие оврага в длину; соответственно сокращается стадия его активного роста, которая в экспериментах составляет около 40% общего времени оврагообразования.

Интегрируя во времени зависимости (3.3) и (3.4), можно получить объем оврага на завершающей стадии его развития в виде функции максимальной интенсив-

ности объемного роста и характера изменения скорости роста во времени [Зорина, 2003]:

$$W_{\Sigma} = V_{w_{\max}} \left[\int_1^{40} t_i^{-0,56} dt_i + \int_{40}^{100} (3,16t_i^{-2,75} \cdot 10^3 - 0,01) dt_i \right] T, \quad (3.10)$$

где W_{Σ} — максимальный объем оврага на завершающей стадии развития, м³; $V_{w_{\max}}$ — максимальная интенсивность объемного роста оврага, м/год.

Имея данные об объеме оврага на завершающей стадии развития (W_{Σ}) и при максимальной интенсивности объемного роста ($V_{w_{\max}}$), время оврагообразования T (годы) можно определить так:

$$T = \frac{W_{\Sigma}}{\Omega V_{\max.w}}, \quad (3.11)$$

где Ω — эмпирический коэффициент, изменяющийся от 0,12 для оврагов на крутых склонах при значительных глубинах базиса эрозии до 25 для оврагов на прямых склонах при глубинах базиса эрозии не больше 25–30 м.

Анализ внешних, межкомпонентных и внутренних (внутрикомпонентных) связей, обуславливающих закономерности формирования оврагов, позволил выделить стадии их развития и дать их характеристику по темпам роста. В предложенных ранее схемах стадийности развития оврага [Мазарович, 1930; Соболев, 1948] не содержится сведений об относительной продолжительности и интенсивности роста различных параметров оврага на каждом этапе его развития. Основным интегрирующим параметром в предлагаемой схеме стадийности процесса оврагообразования является объем оврага, изменения которого соответствуют изменениям во времени объема грунта, выносимого потоком за пределы развивающейся эрозионной формы. Большую роль в определении стадии развития оврага играет изменение во времени его длины. При этом темпы роста оврага сказываются в его морфометрических характеристиках и морфологии, что обусловлено взаимосвязями параметров оврага в процессе его развития. Выделенные стадии развития присущи как современным, в подавляющем большинстве случаев антропогенным оврагам, так и естественным современным эрозионным формам. Коэффициенты в формулах, характеризующих интенсивность роста оврага на разных стадиях, зависят от природных факторов оврагообразования, прежде всего от геологического строения водосборных бассейнов и расходов воды во время половодья или летних ливней.

В развитии оврагов выделяется четыре стадии [Зорина и др., 1998].

Первая стадия. Овраг зарождается на крутом участке склонового водосбора при разрывах дернины, образовании воронок размыва и их соединении, образовании промоины и превращении ее в линейную форму с типичными для оврага продольным профилем и размерами, не позволяющими уничтожить ее последующей распашкой. На этой стадии велико воздействие антропогенных факторов, случайной интенсификации или прекращения линейной эрозии.

Вторая стадия. Происходит наиболее интенсивный рост оврага по всем параметрам вблизи бровки склона, особенно его длины и глубины. Продольный профиль тальвега в средней и устьевой части остается выпуклым, что способствует увеличению скоростей, а соответственно, размывающей и транспортирующей способности и мутности потоков талых и дождевых вод. За время этой стадии длина

оврага вырабатывается на 70–80% от максимально возможной, объем — на 35–45%. Увеличение объема оврага во времени соответствует зависимости

$$\frac{W_i}{W_0} = 2,5 \cdot \left(\frac{t_i}{T}\right)^{0,87}, \quad (3.12)$$

где $\frac{W_i}{W_0}$ — относительный объем оврага на момент времени t_i ; T — общее время формирования оврага.

Эта стадия занимает около 10–15% общего времени оврагообразования для конкретной эрозионной формы.

Третья стадия. Овраг достигает предельно возможной длины; его объем к концу стадии вырабатывается на 60–80%. Происходит наиболее интенсивное снижение скоростей линейного роста оврага, что является следствием уменьшения привершинной площади водосбора по мере регрессивного продвижения оврага вверх по склону. Этому же способствуют снижение среднего уклона продольного профиля оврага и его выполаживание, превращение из выпуклого в прямой и выпукло-вогнутый. Изменение объема оврага в процессе развития может быть представлено так:

$$\frac{W_i}{W_0} = 1,2 \cdot \left(\frac{t_i}{T}\right)^{0,48}. \quad (3.13)$$

Эта стадия завершает период наиболее активного роста оврага, соответствующий около 40% общего времени оврагообразования.

Четвертая стадия. Происходит постепенное формирование выработанного продольного профиля, его трансформация из прямого и выпукло-вогнутого в вогнутый. Это время медленного и относительно спокойного развития оврага. Для этой стадии характерно чередование во времени и по длине оврага процессов эрозии и аккумуляции. Изменение объема оврага во времени подчиняется зависимости:

$$\frac{W_i}{W_0} = \left(\frac{t_i}{T}\right)^{0,25}. \quad (3.14)$$

Эта стадия занимает 60% общего времени формирования оврага и характеризуется достижением им своих предельных размеров. Если выделение второй и третьей стадий обусловлено интенсивностью процесса оврагообразования и характером межкомпонентных связей, то на четвертой стадии размеры овражных форм тесно связаны с внешними факторами. В совокупности выделенные стадии оврагообразования характеризуют процесс саморазвития оврага. Изменение его во времени, определяемое внутренними связями, своеобразно для каждого параметра оврага; оно подготавливается процессом предыдущего развития и обуславливает последующие изменения всех параметров оврага — его длины, ширины, глубины, площади и объема.

Формулы (3.12)–(3.14) получены при обработке результатов физического моделирования [Экспериментальная..., 1978] и характеризуют общие закономерности и тенденции развития оврагов.

Водосборный бассейн реки, балки, находящихся в определенных природно-климатических условиях, как территория развития природных процессов имеет для этого конкретные эссенциальные (сущностные) возможности. В пределах этих водосборов может развиваться лишь определенное количество оврагов, достигающих максимально возможных длины, ширины, площади, объема. Природные факторы овражной эрозии выступают аргументами в зависимостях параметров оврагов на заключительной стадии их развития. Ими обусловлены различия заовраженности территорий и ее изменения во времени.

3.2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ

Динамическая модель эволюции оврага предполагает существенное упрощение реального очень сложного гетерогенного явления, включающего как эрозионные, так и склоновые процессы. Каждый эрозионный эпизод (время между началом двух последующих периодов стока талых воды или дождевых паводков) делится на два этапа. На первом этапе (период стока) в ходе эрозионного размыва на склоне или в днище оврага формируется прямоугольный врез с вертикальными стенками. В модели рассчитывается ширина вреза, равная максимальной ширине потока, плюс ширина зоны подмыва бортов оврага; глубина вреза, определяемая временем размыва (продолжительностью эрозионного эпизода) и его интенсивностью. На втором этапе (между периодами стока) прямоугольный эрозионный врез преобразуется склоновыми процессами. Устойчивость вреза оценивается по отношению к ним. Если глубина вреза превышает критическую высоту уступа для данных литологических условий, производится пересчет формы поперечного профиля из прямоугольного в трапецеидальный с шириной по днищу, равной максимальной ширине потока плюс суммарная ширина зоны подмыва бортов за все время развития оврага. Уклоны бортов при этом принимаются равными уклону устойчивого откоса, объем вреза — суммарному объему размыва также за все время развития оврага. Предполагается, что эта трансформация полностью происходит в период между последовательными эпизодами эрозии, что является лишь первым приближением к реальному более медленному выколаживанию бортов оврага. Наиболее реалистично такая двухэтапная схема развития оврага выглядит для первой стадии его эволюции, когда овраг растет в основном в длину и в глубину [Экспериментальная..., 1978].

В ходе эрозии связанных грунтов, транспорта продуктов размыва и их отложения образуется эрозионный врез. Форма его продольного профиля определяется уравнением деформации, записанным в одномерной форме с учетом аккумуляции наносов:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -E + R_{\text{ак}}, \quad (3.15)$$

где z — средняя по ширине отметка дна оврага, м; t — время, с; E — скорость размыва дна потока, м/с; $R_{\text{ак}}$ — скорость аккумуляции наносов, м/с.

Для овражной эрозии основным в (3.15) является член, описывающий среднюю интенсивность эрозии дна русла, которая равна скорости отрыва частиц грунта v , усредненной для некоторого участка дна:

$$E = \frac{1}{(1 - \varepsilon)} \int_{v \geq 0} v p_v dv. \quad (3.16)$$

где p_v — пространственно-временная функция плотности распределения вероятности для v , включая нулевые значения [Sidorchuk et al., 2006].

При моделировании формирования оврага эта зависимость (3.16) имеет вид

$$E = f_E I, \quad (3.17)$$

где I — уклон свободной поверхности воды; f_E — функция гидравлических характеристик потока и эродируемости грунтов.

Вид функции f_E можно определить теоретически по формуле (3.16) либо используя эмпирическую аппроксимацию функции f_E для связных грунтов, наиболее типичных при овражной эрозии. Натурные измерения эрозии связных грунтов на Ямале и в Подмоскowie, а также в США, Австралии и Новой Зеландии позволили представить f_E в виде прямой линейной зависимости от скорости v и глубины h потока с некоторым эрозионным коэффициентом k_3 :

$$f_E = k_3 v h, \quad (3.18)$$

если скорость потока меньше критической скорости начала размыва, $f_E = 0$.

На основании уравнения деформации (3.15) и формулы для расчета интенсивности размыва при эрозии связных грунтов записывается уравнение для расчета трансформации продольного профиля оврага по длине x и во времени t :

$$\frac{\partial Z}{\partial t} - f_E \frac{\partial Z}{\partial x} - R_{ак} = 0. \quad (3.19)$$

Для его решения используется явная двухуровневая консервативная схема типа предиктор-корректор:

$$\begin{aligned} z_i^{j+1/2} &= (1 - \beta) z_i^j + \beta z_{i+1}^j - \alpha \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{(f_E)_{i+2}^j + (f_E)_{i+1}^j}{2} z_{i+1}^j - \frac{(f_E)_{i+1}^j + (f_E)_i^j}{2} z_i^j; \quad (3.20) \\ z_i^{j+1} &= z_i^j - \frac{\Delta t}{2\alpha \Delta x} (\alpha - \beta) \frac{(f_E)_{i+2}^j + (f_E)_{i+1}^j}{2} z_{i+1}^j - (2\beta - 1) \frac{(f_E)_{i+1}^j + (f_E)_i^j}{2} z_i^j + \\ &+ (1 - \alpha - \beta) \frac{(f_E)_i^j + (f_E)_{i-1}^j}{2} z_{i-1}^j + \frac{(f_E)_{i+1}^j + (f_E)_i^j}{2} z_i^{j+1/2} - \frac{(f_E)_i^j + (f_E)_{i-1}^j}{2} z_{i-1}^{j+1/2} + R_{ак} \Delta t, \end{aligned}$$

где α и β — сеточные числа, для которых наилучшим является соотношение $\beta = 0,75-1,0$; $\alpha = \beta - 0,5$; индекс i показывает изменение по длине, индекс j — во времени.

Для устойчивости схемы необходимо выполнение соотношения величин шага по длине Δx и шага по времени Δt :

$$f \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1. \quad (3.21)$$

При овражной термоэрозии интенсивность размыва описывается эмпирической формулой [Sidorchuk, 1996]

$$E = k_{тэ} T, \quad (3.22)$$

где $k_{тэ}$ — коэффициент термоэрозии; T — температура воды.

Тогда уравнение деформации принимает вид

$$\frac{\partial z}{\partial t} + k_{\text{тэ}} T - R_{\text{ак}} = 0. \quad (3.23)$$

Для решения уравнения (3.23) используется схема со стандартной разностью:

$$z_i^{j+1} = z_i^j + R_{\text{ак}} \Delta t - k_{\text{тэ}} T_i \Delta t. \quad (3.24)$$

Наряду с эрозией русла происходит размыв бортов оврага. В первом приближении скорость бокового размыва E_6 может быть рассчитана с помощью формулы

$$E_6 = E \frac{V_{\text{поп}}}{V}, \quad (3.25)$$

где V — продольная и $V_{\text{поп}}$ — поперечная скорости потока.

Так как русло в днище оврагов обычно извилистое, для оценки $V_{\text{поп}}$ можно использовать формулу И.Л. Розовского [1957]:

$$V_{\text{поп}} = 11,0V \frac{h}{r}. \quad (3.26)$$

В узком врезанном днище оврага с шириной днища $B_{\text{дн}} < 10,0b_p$ радиус кривизны r пологих излучин тем больше, чем меньше ширина днища оврага $B_{\text{дн}}$.

Эмпирические данные по оврагам центрального Ямала показывают, что в этом случае

$$r = 50b_p \frac{b_p}{B_{\text{дн}}}. \quad (3.27)$$

По мере размыва берегов и увеличения $B_{\text{дн}}$ радиус кривизны излучин русла уменьшается. Когда $B_{\text{дн}}$ становится $> 10,0b_p$, поток формирует свободные излучины с $r = 5,0b_p$.

После учета всех приведенных выражений формула для расчета скорости бокового размыва в днище оврага приобретает вид:

$$\frac{dB_{\text{дн}}}{dt} = k_b E_6, \quad (3.28)$$

где $k_b = 0,22 \frac{hB_6}{b_p^2}$, если $B_{\text{дн}} < 10b_p$, и $k_b = 2,2h/b_p$, если $B_{\text{дн}} \geq 10b_p$.

Поток в ходе эволюции оврага боковой эрозии на одних участках размывает грунты днища (объем размыва на единицу длины потока $E_6 h$), на других — борта оврага (объем размыва $M_b^2 \text{tg}\phi/2$). Доля фронта размыва бортов оврага $P_{\text{разм}}$ уменьшается с увеличением относительной ширины днища. Исследования оврагов центрального Ямала показали (табл. 3.1), что

$$P_{\text{разм}} \approx \frac{b_p}{B_{\text{дн}}}. \quad (3.29)$$

При $B_{\text{дн}} \geq 20b_p$ размыв бортов оврага практически прекращается ($P_{\text{разм}} = 0$).

Таблица 3.1

Соотношение относительной ширины $b_p/B_{\text{дн}}$ оврага у поселка ПББ на Бованенковском ГKM полуострова Ямал и доли длины бортов оврага $P_{\text{разм}}$ подверженных боковому размыву извилистым руслом

Участок	Ширина русла b_p , м	Ширина днища $B_{\text{дн}}$, м	Длина L , м	Длина фронта размыва $L_{\text{разм}}$, м	$b_p / B_{\text{дн}}$	$P_{\text{разм}}$
1	0,163	0,934	10,0	4,05	0,175	0,41
2	0,217	0,823	5,0	0,70	0,264	0,14
3	0,258	0,472	5,0	2,85	0,547	0,57
4	0,306	0,360	5,0	3,45	0,85	0,69
5	0,470	0,925	5,0	1,95	0,508	0,39
6	0,960	2,120	25,0	8,25	0,453	0,33
7	0,657	1,300	40,0	21,5	0,505	0,54
8	0,271	0,526	31,5	22,5	0,515	0,71
9	0,316	0,954	17,0	10,0	0,331	0,59

Форма поперечного сечения эрозионного вреза, сформированного за время Δt имеет вид прямоугольника с шириной $B_{\text{дн}}$ и высотой Δz . В качестве характерного времени Δt целесообразно принять период снеготаяния или время прохождения паводка. Между паводками поперечный профиль оврага трансформируется склоновыми процессами (оползанием, оплыванием грунта и т.п.). При этом формируются устойчивый откос с углом естественного откоса и поперечный профиль оврага в виде трапеции с шириной по днищу $B_{\text{дн}}$ и площадью $F_{\text{поп}}$.

Динамическая модель развития оврага апробирована на молодых антропогенных оврагах территории Бованенковского газоконденсатного месторождения на полуострове Ямал. Они находятся в первой стадии развития, быстро увеличивают длину за счет регрессивного отступления вершины и глубину за счет размыва днища. Активность склоновых оползней и оплывин достаточно высока, она обеспечивает быструю трансформацию поперечного профиля оврага в период между паводками. Один из таких оврагов сформировался у поселка ПББ (передвижная база бурения) на длинном (970 м) пологом (28%) левом борту крупной балки в результате сочетания естественных криогенных процессов (быстрого сплыва) и увеличения стока воды с площадки поселка ПББ. Площадь водосбора оврага составляет 330 000 м². Оврага не было еще в 1986 г., но уже в 1991 г. он имел длину около 800 м. Продолжая активно развиваться, за 1991–1995 гг. овраг удлинился на 50 м и углубился на 1,5–2,0 м. У оврага два основных активных тальвега и большое количество отвершков. Восточный тальвег развивается в районе основной вертолетной площадки поселка. Этот тальвег уже в 1991 г. пересек дорогу, ведущую на вертолетную площадку, и его вершина достигла хранилища дизельного топлива. Поэтому проводятся работы по его засыпке местным материалом и заравниванию бульдозером. В дорожном полотне к вертолетной площадке сооружен водопропуск. Эти меры во многом замедлили овражную эрозию, но не остановили ее: продолжается врезание русла оврага, увеличивается перепад высот в его вершине, растет потенциал термоэрозионного процесса. Вершина северного основного тальвега

оврага располагается в районе метеоплощадки, а его отвершки заходят на насыпь поселка и вплотную подходят к сооружениям на его краю.

В 1991 и 1995 гг. продольный профиль оврага был получен в ходе тахеометрической съемки. Профиль первичного склона был восстановлен по карте, выполненной в масштабе 1 : 25 000. Литологическое строение слагающих его отложений определено по результатам бурения. Распределение во времени слоя стока за период 1986–1995 гг. рассчитано по данным метеонаблюдений на станции Марре-Сале. Сток в период снеготаяния рассчитан по методике В.Д. Комарова [1959], сток в период летне-осенних дождей — по СН-14.02–83 с учетом рекомендации ГГИ для этого района и поправкам в ряды стока по данным прямых наблюдений МГУ 1990–1992 гг. и ГГИ 1992–1993 гг.

Для расчета развития оврага была использована эмпирическая версия модели с расчетом скорости эрозии по формулам (3.17) и (3.22) с нулевой аккумуляцией в днище оврага. Коэффициенты k_3 и k_{10} подобраны по данным наблюдений 1995 г. за размывом днища оврага и на основании калибровки метода расчета сравнением рассчитанных и измеренных отметок продольного профиля для периода 1986–1991 гг. Расчеты для периода 1986–1995 гг. с помощью откалиброванной модели дали вполне удовлетворительные результаты (рис. 3.5). В то же время численные эксперименты показали довольно высокую чувствительность модели к вариациям исходных данных. Прежде всего это касается точности задания литологии прорезаемой толщи, величин коэффициентов и значений неразмывающей скорости. В меньшей степени модель реагирует на случайные отклонения в величинах стока воды.

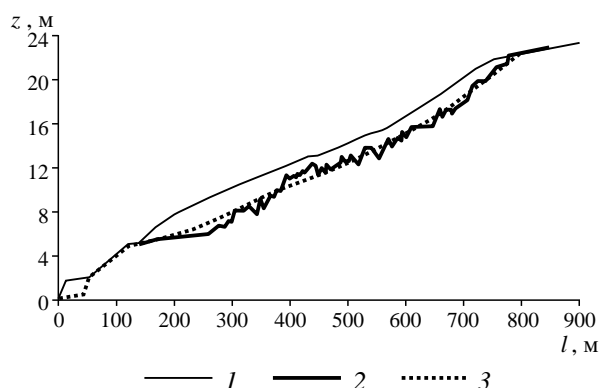


Рис. 3.5. Результаты расчета динамики оврага 9 (Бованенковское месторождение, полуостров Ямал) с помощью динамической модели:
1 — начальный профиль склона в 1986 г.; 2 — фактический продольный профиль оврага в 1995 г.; 3 — рассчитанный продольный профиль оврага в 1995 г.

Дальнейшее развитие оврага определяется повышенным стоком воды с территории поселка, где зимой накапливается практически весь снег, переносимый метелями из окрестной тундры. Расчет на 50 лет с учетом этого фактора и при полном уничтожении растительности (что фактически уже есть) показывает, что за первые 10 лет овраг врежется еще на 4–5 м по всей длине. Отступление вершины оврага будет не столь интенсивным, так как большая часть длины оврага к настоящему времени уже выработалась. В дальнейшем врезание оврага замедлится в связи с уменьшением его уклона. Однако расчет указывает на возможность формиро-

вания крупного оврага, а анализ современной его разветвленности — на то, что овражной эрозией будет затронута большая площадь.

С помощью динамической модели были проведены расчеты развития оврага Мботма-новый [Sidorchuk et al., 2001, Sidorchuk et al., 2003, Marker, Sidorchuk, 2003, Flugel et al., 2003]. Для расчета развития оврага была использована эмпирическая версия модели с расчетом скорости эрозии по формуле (3.22), аккумуляция наносов не учитывалась. Коэффициент k_3 подобран сравнением рассчитанных и измеренных отметок продольного профиля для периода 1960–1990 гг.

По данным расчетов, проведенных в 1999–2000 гг., к 2010 г. длина основного ствола оврага Мботма-новый (при условии продолжения интенсивного перевыпаса на его водосборе) достигнет 500 м (рис. 3.6), в вершине его наметятся все главные отвершки. Еще через 100 лет — в 2110 г. морфология оврага (при условии сохранения климата и землепользования конца XX в.) существенно усложнится: длина основного оврага достигнет 1040 м, сформируется три крупных отвершка. Однако полная стабилизация продольного профиля основного оврага будет происходить еще очень долго (рис. 3.7). Расчеты по динамической модели показывают, что полная стабилизация наступит (при условии сохранения современных климата

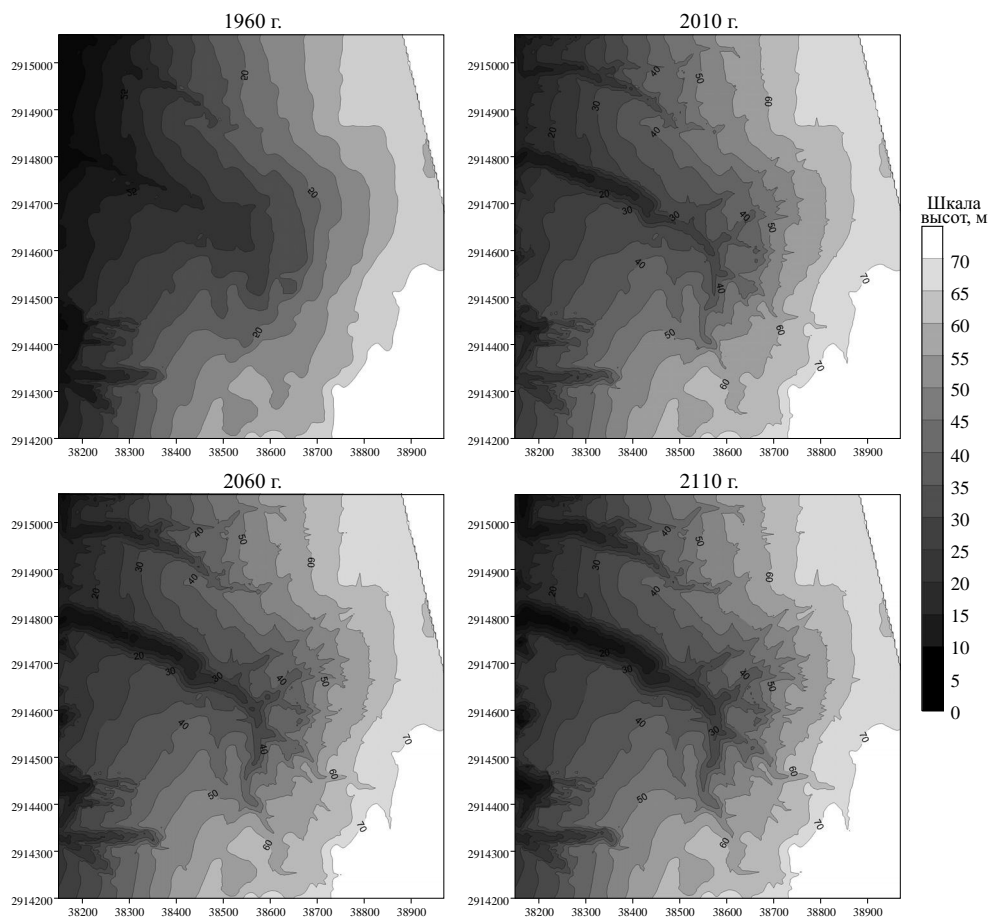


Рис. 3.6. Рассчитанная по динамической модели эволюция оврага Мботма-новый, проходившая в 2010–2110 гг. в условиях климата и землепользования конца XX в.

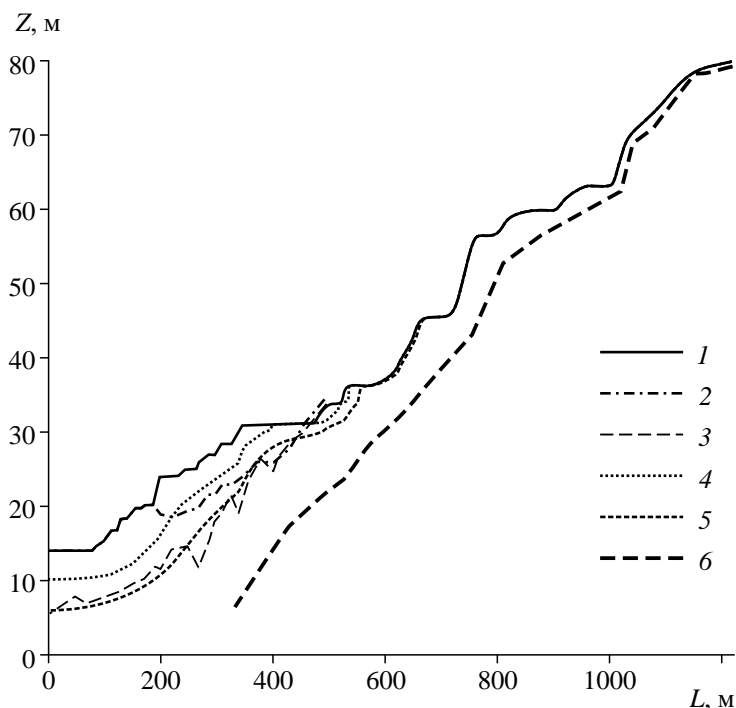


Рис. 3.7. Сопоставление фактических (1 — 1960 г.; 2 — 1977 г.; 3 — 1990 г.), рассчитанных (4 — 1977 г.; 5 — 1990 г.) и прогнозного (6) на 2110 г. профилей оврага Мботма-новый в условиях климата и землепользования конца XIX в.

и землепользования) через 11 500 лет развития оврага. Быстрее всего будет происходить рост оврага в длину, медленнее будут увеличиваться его площадь и объем. Расчеты качественно совпадают с результатами, полученными в физическом эксперименте под руководством Б.Ф. Косова [Экспериментальная..., 1978].

Поскольку формирование овражной системы занимает очень долгое время, на протяжении которого изменяются и климат, и условия землепользования на водосборе, прогнозные оценки по динамической модели развития оврага возможны только на временные интервалы, в течение которых они мало изменяются. В противном случае изменяются условия формирования стока воды и устойчивость грунтов к размыву. Так, после проведения расчетов для оврага Мботма-новый на его водосборе практически прекратился выпас скота, что привело к существенному увеличению противозрозионной стойкости растительного покрова и замедлению роста оврага; его длина в 2009–2010 гг. лишь несущественно превышала таковую в 1990 г.

3.3. ФАКТОРЫ ОВРАГООБРАЗОВАНИЯ И ИХ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Современная заовраженность является результатом сложного взаимодействия природных и антропогенных факторов, влияние каждого из которых на развитие оврагов существенно, но проявляется по-разному и в разной степени. На распространение оврагов влияют как зональные почвенно-климатические условия, так и особенности территории: рельеф, литология горных пород, различные сопутствующие природные процессы: оползни, карст, суффозия и т.п. Среди антропо-

генных факторов важнейшим является тип хозяйственного освоения территории и его давность.

Такие важные факторы оврагообразования, как климат, сток воды, грунты, растительность в своем географическом распространении и изменении подчиняются закону зональности, поэтому процессы овражной эрозии также отражают зональные закономерности. Исследования оврагов в различных регионах и географических зонах показали, что, во-первых, овражные формы распространены всюду, во всех географических зонах и, во-вторых, что процесс оврагообразования имеет определенную специфику, учитывающую зональные и азональные факторы каждой из этих зон [Косов, 1962].

Гидрологические факторы являются важнейшими в оврагообразовании. Они оцениваются такими показателями, как расходы и объемы воды в периоды ливней и весеннего снеготаяния, скорости потоков, их эродирующая и транспортирующая способность. Наиболее активное развитие оврагов приурочено ко времени формирования интенсивного поверхностного стока, когда потоки воды, обладающие достаточно высокими скоростями, способны к наиболее активной эрозионной деятельности.

По мнению С.С. Соболева [1948], обычный ливень, выпадающий раз в 3–5 лет, за 30–40 мин может вызвать такое сильное разрушение почвенного покрова, которое можно сравнить с эрозионной деятельностью стока талых вод за 10–20 лет. Многие исследователи отмечают, что при определенных условиях наиболее интенсивно овраги растут в период весеннего снеготаяния, причем большая роль принадлежит подснежным потокам. Видимо, в вопросе выявления ведущего гидрологического фактора оврагообразования не может быть единого решения, поскольку процесс образования оврага и его развития зависит от множества факторов и их взаимоотношений, и формы проявления овражной эрозии не одинаковы в различных природных зонах.

Соотношение между объемом и интенсивностью дождевого и талого стока неодинаково не только в разных природных зонах. Значительную роль имеют конкретные территориальные особенности распределения осадков. На скорость роста оврагов, их морфологию влияют характер и интенсивность выпадения осадков, температурные характеристики воздуха и воды, фильтрационные свойства грунтов и их состояние, особенности растительного покрова конкретной территории и оврага.

Снеготаяние в самом овраге, как правило, является более продолжительным, чем весенний сток на водосборе. Также при солярном типе весны пики расходов воды в овраге и на водосборе практически совпадают по времени, в то время как при адвективном типе весны сток в оврагах имеет два пика: один соответствует по времени максимуму расходов воды на водосборе, второй формируется к моменту стаивания снега в самом овраге. При солярном типе весны наибольшие расходы воды проходят по мало протаявшему грунту (или вовсе по ледяной корке), производя минимальную эрозионную работу, в то время как при адвективном типе весны к моменту прохождения второго пика расходов воды грунты в значительной степени протаяли и легче поддаются размыву даже относительно небольшими потоками воды. В то же время запасы воды в снеге могут быть столь велики, что создадут такие расходы воды, при которых поток приобретет размывающие скорости, значительно превышающие противоэрозионную устойчивость грунтов или, наоборот, при оттаявших грунтах расходы половодного потока не смогут обеспечить размыва грунта.

На интенсивность развития эрозионных процессов большое влияние оказывает степень промерзания почв и грунтов, от которой нередко зависит сама возможность воздействия талых вод на подстилающую поверхность. В северных регионах, где промерзание глубоко и весенний сток идет в основном по мерзлой земле с коэффициентом стока, близким к 1,0, его эродирующее воздействие не может быть решающим в развитии оврагов. Летние осадки даже малой интенсивности могут вызвать в этих районах значительную эрозию почвенного покрова [Косов, Константинова, 1970], и достаточно малейшего нарушения почвы, чтобы возникла быстро растущая промоина.

В южных и юго-западных районах европейской части России, где осадки выпадают в большей мере в жидком виде, велика роль ливневых осадков. Здесь можно ожидать роста оврагов в основном летом. Интенсивность выпадения осадков в значительной степени определяет скорость роста оврагов и их морфологию на различных стадиях их развития.

На величину стока большое влияние оказывают фильтрационные свойства подстилающей поверхности. В работах Д.Л. Арманда [1961], М.А. Великанова [1958], А.М. Грина [1965], Н.А. Качинского [1963], А.Н. Костякова [1960], Г.В. Назарова [1970], Е.Н. Цыкина [1956] и других ученых отмечается, что в северных и центральных районах европейской территории России ограничению фильтрационных свойств грунта способствуют значительное промерзание почв, их водонасыщение и набухание глин и суглинков в поверхностных горизонтах. Опесчаненные и неглубоко промерзающие почвы более южных регионов, имеющие повышенную водопроницаемость, быстро фильтруют талые воды без образования интенсивного ручейкового стока, причем даже в годы с относительно высоким снежным покровом. Включение глинистых, илистых или пылеватых частиц существенно снижает интенсивность фильтрации. На водопроницаемость почв влияет не только их механический состав, но и структурно-агрегатное состояние. Почвы с тяжелым механическим составом, но хорошо оструктуренные, обладают гораздо лучшей водопроницаемостью, чем почвы более легкого механического состава, но плохо оструктуренные [Назаров, 1970]. Кроме механического состава и степени оструктуренности на фильтрационные свойства почв влияют их химический и механический состав, степень солонцеватости и увлажненности, рельеф поверхности, животный и растительный мир, а также вид и степень антропогенной нагрузки.

Роль растительности в формировании стока воды на водосборе и в овраге также неоднозначна. Скучная в весеннее время растительность мало препятствует размыву подстилающей поверхности, в то время как летом она создает дополнительную шероховатость, уменьшая скорость стекания ручейков и разбивая сформировавшиеся струи на множество мелких потоков, предохраняя почвенный покров от размыва. Значительную роль в защите грунтов от размыва имеют сплошность растительного покрова и объем корневой массы. Даже при сильных ливнях или больших объемах стока в половодье полегший травостой и бронирующая способность дернины защищают почвы от размыва. Внутри самого оврага растительность способствует аккумуляции перемещаемого грунта и соответственно замедлению развития оврага. В тоже время корневая система древостоя может спровоцировать возникновение оврага, когда вдоль корней возникает туннельная эрозия или происходит концентрация потока.

Преобладание того или иного типа стока (талого или ливневого) является одним из факторов, определяющих развитие оврагов, что и приводит к особенностям их морфологии в разных природных зонах.

Геологические факторы влияют на все стороны развития линейной эрозии. Вместе с тем остается дискуссионным вопрос о комплексе свойств пород, которые следует анализировать при оценке подверженности их размыву. Как правило, эрозионная прочность пород по отношению к размыву характеризуется либо показателем сдвигающей силы, либо размывающей скоростью потока, необходимой для отрыва и перемещения частиц. Последнее направление получило наибольшее развитие в работах Ц.Е. Мирцхулавы [1970], в которых представлены размывающие скорости для пород разной литологии. М.С. Кузнецов [1981] провел исследования в области разработки зависимостей, характеризующих отрыв и перемещение грунтовых частиц.

Геологическая характеристика пород не ограничивается их литологическим составом. Значительную роль играют инженерно-геологические, гидрогеологические, мерзлотные условия. Большое значение имеют трещиноватость, пористость, степень выветрелости, степень сцепления, термическое состояние, влагонасыщенность пород. В настоящее время учесть в количественном выражении влияние на развитие оврагов этих характеристик невозможно.

Наиболее разработанным и используемым в настоящее время методом оценки подверженности литологических комплексов размывающему действию текучих вод является показатель размывающей скорости (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Размываемость основных литологических пород [Любимов, 1978]

Литология пород	Размывающие скорости V_p , м/с	Основные комплексы пород и отложений	Средняя размывающая скорость, м/с
Песок мелкозернистый	0,17–0,32	Пески разнозернистые	0,7
Песок среднезернистый	0,27–0,57		
Пески крупнозернистые	0,47–0,75		
Легкие и лессовидные супеси и лессы	0,6–0,8	Легкие и лессовидные супеси и лессы	0,7
Супесь	0,65–0,7		
Легкий суглинок	0,45–0,8		
Глина среднеплотная	0,7–1,0	Глина среднеплотная	1,0
Глина плотная	1,0–1,3	Глины плотные	1,3
Суглинок тяжелый с валунами	1,3	Суглинки тяжелые с гравием и валунами	1,3
Гравий крупный	1,3		
Мел	2,1	Мел, мергель, доломит	2,1
Мел, доломит	2,0–2,1		
Известняк пористый	2,5–3,0	Известняки, песчаники	3,7
Известняк плотный	3,7–4,0		
Песчаник доломитовый	3,7–4,0		
Песчаник известняковый	2,5–3,0		

Устойчивость грунтов по отношению к размыву является одной из важнейших природных характеристик, оказывающих большое влияние на развитие овражной

эрозии, распространение оврагов по территории, интенсивность процесса и морфологический облик отдельных оврагов. В легкоразмываемых лессовидных породах в оврагах на протяжении длительного времени сохраняются субвертикальные откосы. При всей аazonальности самого оврагообразовательного процесса хорошо прослеживается приуроченность оврагов к районам распространения лессовидных грунтов в степной и лесостепной зонах, обладающих самой малой пртивоэрозийной устойчивостью (рис. 3.8). Этим же территориям соответствуют высокие контрастность и расчлененность рельефа, значительные годовые суммы и интен-

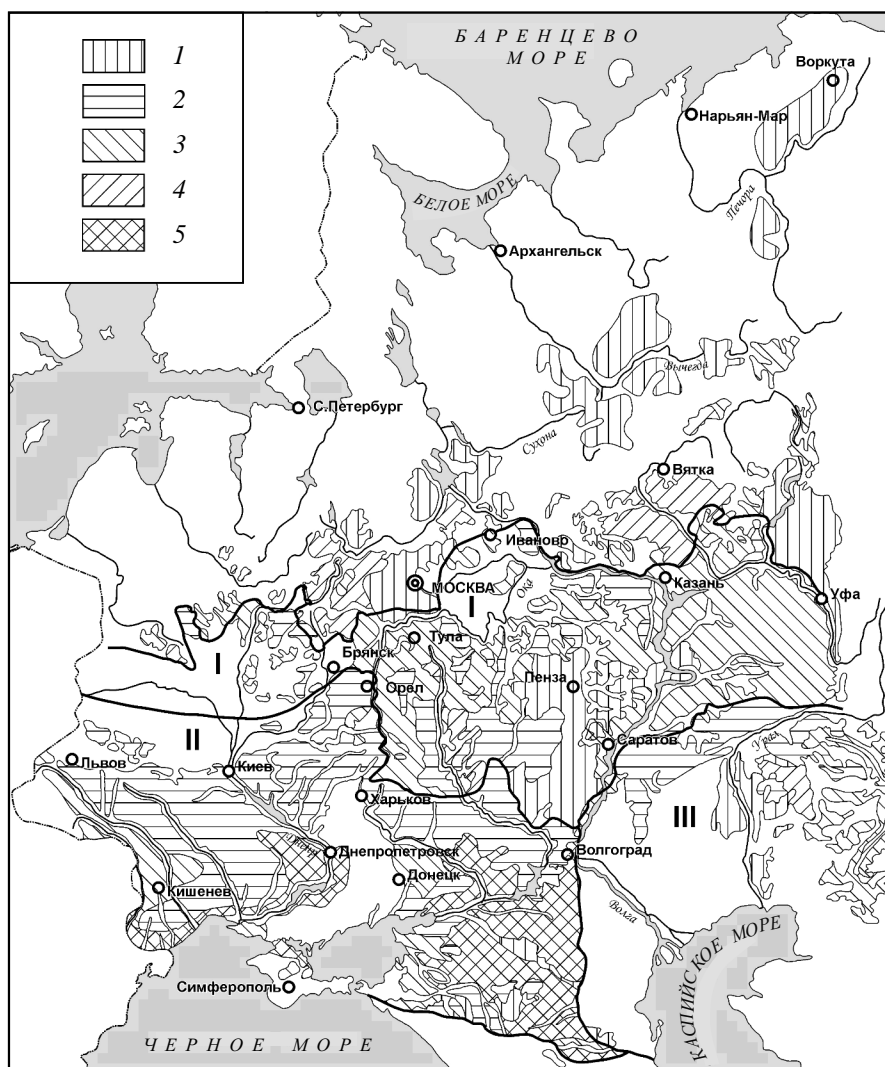


Рис. 3.8. Распространение лессов и лессовидных пород на Европейской территории бывшего СССР (лессовидные породы):

1 — лессы и лессовидные породы мощностью 10–40 м и более; 2 — лессы и лессовидные породы мощностью от 5 до 15–30 м; 3 — лессовидные породы средней (чаще 5–10 м) и изменчивой мощности; 4 — суглинки и супеси мощностью от 1 до 7 м; 5 — суглинки и супеси мощностью преимущественно 2–5 м, местами имеющие лессовидный облик [Инженерная геология СССР, 1978]

сивности осадков. Овраги здесь обычно имеют U-образный симметричный профиль. Общий облик оврагов обладает четкими границами отдельных структурных элементов. В лесной зоне со значительно меньшей контрастностью рельефа и в основном суглинистыми и глинистыми грунтами облик оврагов меняется — поперечный профиль становится V-образным и более асимметричным (сказывается влияние экспозиции склонов). Овраги имеют более плавные очертания, часто переход овражной формы в склон практически незаметен. В районах распространения песчаных отложений овраги лесной зоны имеют резкий облик. На севере Русской равнины в зоне тундры асимметрия бортов оврагов становится еще более выраженной, V-образный профиль первых этапов развития оврага быстро сменяется U-образным при продолжающемся росте оврага.

На морфологию оврагов и скорость их развития большое влияние оказывают гравитационные процессы, интенсивность и объем которых, в свою очередь, зависят от природно-климатических и геологических условий территории. Интенсивность гравитационных процессов соразмерна эрозионной деятельности временных водотоков и в некоторых случаях превосходит ее.

Геоморфологические факторы являются одними из основных природных условий образования и интенсивности развития линейной эрозии. Тесная зависимость существует между степенью овражности и глубинами местных базисов эрозии, длинами склонов и расчлененностью территории гидрологической сетью. Одним из главных показателей рельефа, определяющих естественные предпосылки для развития оврагов, является глубина базиса эрозии балочных и речных водосборов. Она определяет густоту и плотность овражного расчленения, поскольку влияет на скорости потоков, общие габариты, форму продольного и поперечного профиля оврагов, развитие отвершков.

Глубины базисов эрозии оказывают большое влияние на распространение оврагов по длине речных долин и балок. Асимметрия склонов, особенно долин крупных рек, является причиной того, что овраги развиваются в основном на одном из высоких берегов речной долины. При этом более пологий противоположный берег, как правило, не затронут оврагообразованием. Например, в бассейне р. Лисицы (центр Среднерусской возвышенности) установлена связь заовраженности с изменением глубины местных базисов эрозии по продольному профилю реки: на верхних по течению участках, где глубины местных базисов эрозии еще относительно малы, овраги практически отсутствуют; в средней части продольного профиля реки значения местных базисов эрозии наибольшие, и здесь сосредоточено 95% всего количества оврагов. Вместе с тем на участке долины, где правый берег выше и круче левого, оврагов почти вдвое больше (52 единицы против 32 на левом берегу). Изменение глубин базисов эрозии и асимметрия склонов аналогично проявляются и в пределах балочных водосборов, где наибольшее количество оврагов развивается на склонах в средних частях балок, которым соответствуют максимальные глубины местных базисов эрозии.

Площади овражных водосборов, зависящие в свою очередь от густоты долинно-балочного расчленения, определяют объемы стока и расходы воды и наносов. Значительную роль играет и конфигурация овражного водосбора, поскольку она определяет степень нарастания расходов по длине склонов и транспортирующую способность потоков.

Также прослеживается связь большой заовраженности с площадями овражных водосборов определенной длины. Зависимость интенсивности эрозионных процессов от величины водосборной площади отмечается в работах многих исследователей.

дователей [Лидов и др., 1956, 1959; Рожков, 1972]. Так, на обширной территории юга Нечерноземья на участках с длиной склонов 0,4–0,8 км отмечается широкое распространение оврагов со средними показателями заовраженности (густота — 0,3 км/км², плотность — 2 ед/км²). Здесь же отмечены и наиболее высокие показатели овражности (густота — больше 0,9 км/км², плотность — больше 5 ед/км²). Для водосборов с длинными склонами (более 1 км) выявлены иные связи. Длинные склоны являются сдерживающим фактором в развитии оврагов. На 90% площади, занятой склонами длиной более 1 км, наблюдается незначительная овражность [Овражная эрозия, 1989].

Еще В.В. Докучаев [1877] обратил внимание на важную роль в развитии оврагов в степной зоне ЕТР естественных ложбин стока степных западин. Первые служат основными путями сосредоточенного стока талых и дождевых вод, предопределяя возможное направление развития оврагов и создавая благоприятные условия для их образования. Вторые, напротив, препятствуют оврагообразованию, что особенно заметно весной при таянии сугробов, накапливающихся за зиму в западинах, поросших лесом.

А.С. Козменко [1915, 1954] на основе исследований на Среднерусской и Приволжской возвышенностях получил данные о связи современной овражной эрозии с древней гидрографической сетью. Выделяя предшествующие современным древние, но все же послеледниковые циклы эрозии, он отмечает, что все последующие циклы эрозии наследовали характеристики предыдущих.

В бассейне р. Москвы А.И. Спиридонов [1935] наблюдал следующее соотношение между ложбинами, западинами и оврагами: овраги начинаются обычно из широко распространенных здесь западин и иногда, изгибаясь, следуют по ложбинам, нанизывая на себя встречающиеся по пути другие западины. Такая связь между указанными формами является, по мнению А.И. Спиридонова, следствием суффозионного процесса, предопределившего рисунок ложбинно-западинной сети, наследуемый современным размывом. Возможно в такой же генетической связи находятся овраги, ложбины и западины в ряде районов Московской области, лежащих в бассейнах верховьев рек Оки и Волги [Дик и др., 1949].

Исключительно важную роль в развитии овражной сети играет расчлененность территории долинно-балочной сетью, поскольку именно склоновые водосборы по берегам и долинам рек и балок являются основными ареалами развития овражной эрозии. Для малых рек и балок овраги являются предшествующим звеном эрозионной сети.

Анализ густоты долинно-балочной сети в ряде регионов показал тесную положительную взаимосвязь между ее звеньями, корректируемую природными условиями и антропогенной нагрузкой. Вместе с тем обнаруживается и обратная картина — высокая степень долинно-балочной расчлененности (для условий центра европейской части России свыше 1,0 км/км²) не сопровождается ростом густоты овражной сети, а в некоторых случаях отмечается даже ее снижение. Это свидетельствует о том, что существует экстремум расчлененности рельефа, превышение которого является невозможным вследствие недостаточной водности и скоростей течения потоков. Анализ крупномасштабных карт на территорию юга Нечерноземья показывает, что при густоте балочного расчленения (ρ_6), превышающей 0,8 км/км², густота овражной сети ($\rho_{ов}$) заметно снижается. Суммарная густота овражно-балочного расчленения ($\rho_{6+ов}$) порядка 1,5 км/км² ($\rho_6 = 0,8$ км/км²; $\rho_{ов} = 0,7$ км/км²) является максимальной. Однако на большей части центра европейской части России степень расчленения территории долинами рек и балок может

служить показателем возможного распространения овражных форм рельефа. Наличие густой сети ложбин является показателем не только эродированности местности, но и потенциальных возможностей дальнейшего развития эрозионных процессов.

Гидрографическая сеть на водосборе способствует развитию овражной эрозии лишь при определенной густоте ее расчленения и при определенном соотношении густоты и глубины расчленения. Чем реже эта сеть, тем с большей площади водосбора концентрируется в ней сток поверхностных вод и, следовательно, тем он интенсивнее, хотя плотность современных размывов или разветвленность оврага будет при этом меньшей, чем в случае большей ложбинности водосбора.

Угол наклона земной поверхности — один из важнейших морфометрических показателей рельефа, оказывающий влияние на интенсивность развития овражной эрозии. С.С. Соболев [1940] опубликовал схематическую карту средних углов наклона поверхности европейской части СССР, позволяющую составить общее представление о влиянии этого фактора на развитие эрозионных процессов. Придавая большое значение этому фактору, С.С. Соболев отмечает, что его роль для плоскостной и овражной эрозии может быть различной. Холмистые районы моренных возвышенностей, например, почти не затронуты овражной эрозией, но почвы здесь подвержены смыву; причем на плоских молодых речных террасах, сложенных лессами, нередко наблюдаются молодые овраги, вблизи которых развита плоскостная эрозия и т.п.

Разница в интенсивности процессов размыва возрастает с увеличением крутизны склонов, однако лишь до определенных пределов. При небольших уклонах интенсивность размыва северных и южных склонов различается почти в четыре раза. Но при уклонах более $8-10^\circ$ эта разница перестает быть заметной, снижаясь под действием других факторов, перекрывающих влияние экспозиции склона [Лидов и др., 1963].

А.С. Козменко [1963] заметил, что в степной и лесостепной зонах европейской территории СССР количество, размеры и интенсивность развития береговых оврагов меняются в зависимости от комбинированного влияния уклонов и длины склона. Он считает, что береговые овраги при характерной длине склона 300–400 м развивается лишь при углах наклона склонов не менее 3° , но донные размывы могут развиваться и при меньших уклонах.

Транспортирующая способность потоков и ее изменение по длине склона в значительной мере зависят от характера сопряжения участков различной крутизны. При переходе от верхних более пологих участков к нижним более крутым происходит увеличение как массы стекающей воды, так и скорости ее стекания, что способствует усилению размыва. На прямых склонах нарастание расходов воды происходит более равномерно, скорости увеличиваются лишь за счет роста глубин потоков, т.е. значительно медленнее. На вогнутых склонах потоки нередко имеют наибольшую размывающую способность в самых верхних частях, и в низовьях склона аккумулируют размываемый материал. Форма склона оказывает влияние на морфометрию оврага. На прямых склонах овраги напоминают промоины; на слабовыпуклых склонах они представляют собой типичные овражные формы с максимальной глубиной в средней части; на крутых выпуклых склонах продольный профиль оврага резко отличается от профиля склона, а его максимальная глубина приурочена к створу бровки склона.

Влияние экспозиции склонов на развитие овражной эрозии выражается в различии режимов температур и влажности грунтов на склонах разного освещения,

что оказывает большое влияние, с одной стороны, на характер разрушения склона, с другой — на закрепление его растительностью.

Общие соображения о влиянии экспозиции склонов на развитие оврагов были высказаны Ф.П. Саваренским [1926]: склоны южной экспозиции быстрее освобождаются от снега, скорее и сильнее нагреваются, просушиваются и растрескиваются, что облегчает их размыв и затрудняет закрепление растительностью. Вследствие этого здесь более активно проявляется овражная эрозия. Поэтому неравномерно идет развитие склонов самих оврагов, обуславливающее нередко их асимметричное поперечное сечение; более крутыми, активно развивающимися, менее и труднее зарастающими являются южные склоны оврагов. Овраги с асимметричными склонами отмечаются в Нижегородской, Саратовской, Воронежской и других областях.

Интенсивность эрозионных процессов на распаханых территориях, обусловленная экспозицией склонов, зависит также от типа почвы, характера осадков и стока. Резко выраженный смыв почв на черноземах и темно-серых лесных почвах на западных склонах Среднерусской возвышенности начинается при крутизне 5° , в то время как на подзолистых, серых и светло-серых оподзоленных почвах — при крутизне уже 3° , и только на северных склонах — при крутизне $4-5^\circ$. Влияние экспозиции гораздо резче сказывается при размывах талыми водами; при ливневых осадках склоны северной и южной экспозиций подвергаются линейной эрозии примерно одинаково. В районах с твердыми коренными породами типа известняков или мела размыв бывает более интенсивным на пологих северных склонах, так как на южных склонах будут обнажаться трудно размываемые породы. Размывы южных склонов будут интенсивнее лишь при однородном геологическом строении обоих склонов. В наиболее интенсивной форме линейный размыв наблюдается на склонах северной экспозиции, сложенных лессовыми породами, подстилаемыми меловыми. Иное соотношение отмечается, если они представлены более рыхлыми породами. Обнажаясь на наиболее инсолируемых южных склонах, они окажутся более размываемыми, чем склоны северных экспозиций, сложенных покровной лессовой породой.

С.И. Сильвестров [1955], придерживаясь общей концепции А.С. Козменко [1954б], подчеркивает, что зависимость эрозионных процессов от экспозиции обусловлена не только различной инсоляцией, распределением снежного покрова, влажностью или сухостью почв, но и режимом промерзания грунтов. Интенсивное развитие эрозионных процессов на склонах южной и юго-восточной экспозиций в Новосильском районе (Воронежская область) объясняется, например, не только их сильной инсоляцией, но и сдуванием с них снега господствующими здесь зимой ветрами, приводящими к большому промерзанию этих склонов зимой и более раннему оттаиванию и размыву их весной. Летом во время выпадения ливневых осадков влияние экспозиции почти не сказывается. Наблюдения позволяют также сделать вывод о большей длине промоин на склонах южной экспозиции по сравнению с северной. Большое значение для возникновения и развития оврагов имеет характер растительности на склонах разной экспозиции, ее тип и видовой состав, различно воздействующие на сток и противэрозионную устойчивость почв и грунтов.

По мере развития овражной сети и превращения многих растущих активных врезов в артерии транзитного переноса воды и наносов с водосборной площади все большее значение приобретает такой фактор развития оврагов, как место привязки устьевого створа овражного водосбора к более крупному звену эрозионной сети.

Антропогенные факторы по сути могут рассматриваться как азональные, поскольку они связаны с нарушением хозяйственной деятельностью естественных условий в любой из природных зон. Вместе с тем это фактор зональный, так как именно с природными зонами связаны виды и степень антропогенного воздействия: нарушение естественного растительного покрова в тундре в зоне распространения многолетнемерзлых пород, вырубка лесов в лесной и особенно в лесостепной зонах, сплошная распашка земель в лесостепной и степной зонах; ирригация и выпас скота в аридной зоне. Хозяйственное воздействие влияет на условия формирования стока воды и наносов на склоновых водосборах, во много раз интенсифицирует естественную овражную эрозию и является мощным фактором возникновения и дальнейшего развития оврагов.

В большинстве случаев нарушение сложившегося природного комплекса вследствие антропогенного воздействия при развитии оврагов происходит по законам естественных физических процессов и зависит от совокупности природных факторов, во многом определяющих возможность зарождения оврагов и активность овражной эрозии.

Исследования, выполненные под руководством Б.Ф. Косова [1984], выявили связь между овражностью и таким наиболее распространенным видом антропогенного воздействия, как распашка территории. Предположение о взаимосвязи процессов развития оврагов и распашки основывается на сопоставлении площадей пашни и количества оврагов в бывших губерниях центральной части России. Возникновение и развитие подавляющего большинства современных наиболее типичных склоновых оврагов явилось результатом сельскохозяйственного освоения территории плодородных черноземных почв. Анализ условий их появления показал, что они развиваются в основном пропорционально увеличению площади распашки земель. Количество оврагов на пахотных землях центральной части России составляет 90–95% их общего количества.

По мнению Б.Ф. Косова, зона Черноземья по природным предпосылкам должна быть менее подвержена эрозионному процессу, так как здесь до освоения имелись лучшие условия фильтрации почв, меньшая размываемость горных пород, меньшие запасы снега, интенсивное развитие растительности, увеличивающее шероховатость склоновой поверхности и задерживающее поверхностный сток. Являясь наиболее распространенным видом антропогенного воздействия, распашка склонов резко изменяет все факторы, определяющие интенсивность оврагообразовательного процесса: сопротивляемость почв размыву, объем стока с водосбора, скорости склонового стекания и т.д. В результате распашки естественный растительный покров на больших пространствах был уничтожен, а однолетние культурные растения, ежегодно искусственно возобновляемые, по массе и связности корневых систем, по обилию и сомкнутости надземных частей имеют значительно меньшую противозэрозионную устойчивость. Еще меньшая сопротивляемость эрозии у паров, зяби и стерни, оставшейся после уборки урожая.

Уменьшается сопротивляемость размыву и самой почвы при ее обработке. Из-за сноса снега с лишенных растительности полей глубина промерзания увеличивается, а вследствие разрушения структуры почв промерзание становится плотным. Все это приводит к увеличению коэффициента стока и его концентрации в пахотных бороздах, направленных вдоль склона. Поэтому на распаханых участках стекающая вода легко прокладывает себе путь, особенно на пару или зяби, т.е. при прочих равных условиях скорость стекания на пашне всегда больше, чем на це-

лине. Благодаря этому каждая промоина или борозда на склоне является потенциальной линейной формой развития оврага.

Развитие земледелия косвенным образом влияет на распределение пастбищной эрозии, которая вызывается ослаблением дернового покрова из-за выпаса скота. По мере распашки территории и оттеснения скотоводства в балки и долины рек увеличивается нагрузка на их крутые склоны. Скотобойные тропы, нередко покрывающие склоны густой сетью, способствуют концентрации стока и служат очагами развития линейной эрозии. Примером этого может служить юг Среднерусской и Калачская возвышенности, где высокий процент пастбищ в совокупности с большими площадями посевов пропашных культур обуславливают развитие густой сети оврагов.

Конец XX в. охарактеризовался уменьшением посевных площадей, изменением агрокультуры, что привело к снижению числа активных оврагов. Если ранее основной причиной оврагообразования была сельскохозяйственная деятельность (расширение пахотных земель), то в настоящее время возрастает доля техногенно обусловленных оврагов (в населенных пунктах, при прокладке дорог, трубопроводов, добыче полезных ископаемых). Роль человека в овражной эрозии в значительной мере сводится к созданию условий для оврагообразования.

Основными факторами, влияющими на возникновение и рост техногенных оврагов, являются активное строительство, прокладка дорог и разных линейных сооружений, создание карьеров. Именно они привели к образованию связанных с инженерными сооружениями оврагов. В отличие от сельскохозяйственных оврагов техногенные намного менее зависят от природно-климатических условий территорий, где они располагаются, — основными факторами их образования являются особенности рельефа, геологические условия, степень и характер антропогенной нагрузки [Ковалев, 2011].

По условиям происхождения техногенные овраги можно разделить на три группы: придорожные, промышленно-стоковые и урбаногенные.

Придорожные овраги отнесены к техногенным, поскольку при строительстве как шоссе, так и грунтовых дорог используется большое количество различной техники, а также перемещаются огромные объемы грунта и строительных материалов. Следствием этого является техногенное изменение рельефа и, следовательно, водосборов. Происходит перераспределение стока во вновь образованных водосборных бассейнах и появление эрозионных форм. Помимо этого вдоль дорожного полотна создается дренажное понижение (кювет), предназначенное для обеспечения стока воды с поверхности дороги. Для пропуска поверхностных вод при пересечении понижений рельефа, в теле дорожной насыпи прокладываются дюкеры, располагающиеся перпендикулярно дороге.

Среди придорожных оврагов наиболее широко распространены кюветные овраги, располагающиеся вдоль дорог, и овраги переходов (дюкерные), располагающиеся под углом к дорогам. Кюветные овраги встречаются повсеместно на перепадах высот вдоль автодорог. Уже сами кюветы создают условия для размыва, концентрируя водный поток. Иногда придорожный овраг образуется на длинных склонах с минимальным водосбором или при его отсутствии, когда водосборной площадью является полотно дороги. Они возникают при выпадении осадков большой величины и 100%-м коэффициенте стока с асфальтового покрытия.

Проблема дорожных оврагов возникла достаточно давно. В.В. Докучаев [1878, с. 84] цитирует Г.П. Гельмерсена, описавшего размыв дорожного полотна кюветным оврагом: «В Орловской губернии... сильный проливной дождь, дей-

ствуя в течение одного часа на скат шоссе и рва, размыв и расширил его...», — и А.А. Киприянова: «Дороги екатерининских времен получили местами благодаря оврагам столь значительные извилины, что иногда имеют три и более верст длины на полверсты прямого расстояния». Д.Л. Арманд [1958, с. 19] так описывает ситуацию с развитием кюветных оврагов: «Ради поддержания полотна в сухом состоянии вдоль дорог роются кюветы. Кюветы перехватывают линии стока, направляющиеся в сторону дороги, и отводят сток в балки. Так как сток по кюветам бывает весьма значительным, то на крутых участках возникает опасность размывов. Сплошь и рядом можно видеть кюветы, превратившиеся в овраги.

Овраг постепенно захватывает и полотно дороги и заставляет по несколько раз переносить ее на новые места, каждый раз все с большим отклонением от прямого направления» (рис. 3.9).

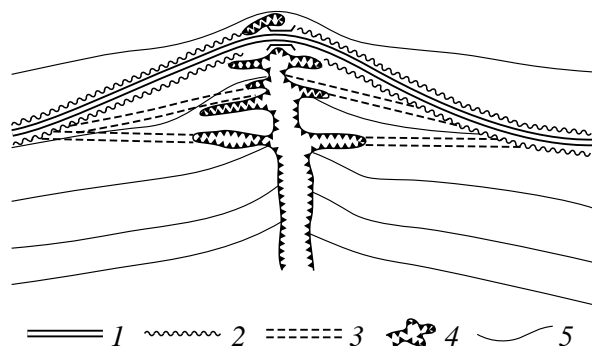


Рис. 3.9. Сеть оврагов, растущих по кюветам при пересечении ложбины шоссеиной дорогой: 1 — действующая дорога; 2 — кюветы; 3 — заброшенные дороги; 4 — овраги; 5 — горизонталы [Арманд, 1958]

Промышленно-стоковые овраги встречаются реже. Связано это прежде всего с более локальным распространением объектов, имеющих сток промышленных вод. Для образования таких оврагов необходимы нарушение правил выпуска сточных промышленных вод с территории объекта и игнорирование рельефа окружающей местности. В качестве примера можно привести участки по добыче нефти и полезных ископаемых (карьеры), строительные площадки, места прорывов трубопроводов и т.п. Среди них следует отдельно выделить карьерные овраги. Они распространены по склонам крупных карьеров и по отвалам вскрышных пород. Склоны многих карьеров, как неэксплуатируемые, так и действующие, часто поражены сетью глубоких промоин и небольших оврагов.

Урбаногенные, или *городские*, овраги [Ковалев, 2005] выделяются в отдельную группу, так как являются следствием процессов и явлений, присущих только сельским территориям. От типа населенного пункта [Ковалев, 2001] и уровня техногенной нагрузки зависят морфолого-морфометрические особенности оврагов и интенсивность их роста.

Любой населенный пункт (от деревни до большого города) и его природная среда (рельеф) представляют собой единое целое. Они взаимосвязаны и взаимообусловлены на всем протяжении своего существования. Территория населенного пункта — это его материальная основа; от того, насколько правильно она выбрана

для поселения, рационально используется с учетом особенностей природных факторов и видоизменяется хозяйственной деятельностью, зависит его устойчивость. Овражно-балочные системы как одни из самых быстро развивающихся и видоизменяющихся (переход оврагов в балки) элементов рельефа играют большую роль в функционировании любого населенного пункта. В зависимости от размеров населенного пункта и его развития во времени взаимосвязь овражно-балочных систем и поселения видоизменяется.

Населенные пункты подчиненного рельефу типа вынуждены постоянно изменять свою территорию в зависимости от процессов, происходящих в овражно-балочных системах. При этом увеличение степени урбанизации для этого типа поселений может привести к значительной активизации овражных процессов, т.е. к значительному изменению территории населенного пункта, разрушению построек и инженерных коммуникаций. В этом случае необходимо вкладывать материальные средства не на ликвидацию оврагов, активизация развития которых чаще всего вызвана самими людьми, а на создание условий функционирования населенного пункта, исключающих возможность активизации и возникновения оврагов.

Овражно-балочные системы в населенных пунктах соподчиненного рельефу типа, хотя и наиболее устойчивы и мало подвергаются антропогенному воздействию, изменяются под воздействием природных влияний. Соответственно изменяются их габариты, и поселение не может не реагировать на эти изменения. Но поскольку это происходит очень медленно, взаимодействие поселения и овражно-балочных систем квазистабильно, поселение успевает измениться, уже подстраиваясь под новые условия сосуществования с оврагами и балками без каких-либо резких изменений в своей структуре.

Наиболее сложны взаимоотношения между овражно-балочными системами и городом. Это касается населенных пунктов, подчиняющих рельеф. Процессы, протекающие на балочном водосборе, входят в полное противоречие как с потребностями развития города, так и изменениями в состоянии овражно-балочной системы, естественными или вызванными к жизни антропогенным воздействием. Пытаясь использовать балочный водосбор, город неизбежно вызывает ответную реакцию овражно-балочной системы, чаще всего выражающуюся в активизации овражных процессов и в изменении инженерно-геологических и гидрогеологических условий не только в пределах балочного водосбора, но и на прилегающих территориях. Если невозможно полностью изменить рельеф из-за отсутствия материально-технических средств или особенностей рельефа территории, города этого типа вместо того, чтобы использовать ситуацию, пытаются в меру своих возможностей бороться с процессами, протекающими на балочном водосборе, и не используют особенности рельефа.

При всех огромных возможностях городов подчинить рельеф своим потребностям они сталкиваются с косвенными последствиями изменения рельефа. При частичной нивелировке оврагов и их засыпке происходят изменение гидрогеологических условий и соответственно подтопление зданий. Насыпной грунт имеет совершенно иные физико-механические характеристики по сравнению с естественными грунтами, что требует особых приемов закладки фундаментов. Превращение оврагов и балок в свалки (что часто бывает на окраинах города или вблизи городской черты) приводит к тому, что профильтрованные через свалку атмосферные осадки попадают в городские водоемы. Непродуманное вторжение в балочные системы приводит к переменам в экосистемах балок — изменению и уничтожению видового состава растительности и животного мира. Изменение

экологического состояния овражно-балочных систем имеет непосредственное влияние на экологию города в целом.

3.4. ЗОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ

Исследования оврагов в различных регионах и географических зонах страны показали, во-первых, что овражные формы распространены всюду — в разных природных условиях и зонах, и, во-вторых, что процесс оврагообразования имеет определенную специфику, отражающую зональные и азональные черты каждой из этих зон [Косов, 1962].

В *зоне тундры* овражная эрозия — процесс, в котором помимо водных потоков участвуют термоэрозия, нивация, солифлюкция, термокарст. Процессы «чистой» эрозии действуют чаще всего ограниченный отрезок времени летом при полном стаивании весенних снежников и отсутствии снежников-перелетков. Значительную роль в формировании стока в пределах оврагов играют процессы нивации. Снежники, залегающие в оврагах, служат своеобразными распределителями стока по бортам и днищу, и в зависимости от этого идет развитие отдельных частей оврага. Днище оврага может консервироваться в мерзлом состоянии снежниками-перелетками. Формы поперечного и продольного профилей оврага также контролируются снежниками: состоянием и направленностью их протаивания и длительностью стока в весенний и летний периоды.

Формирование естественных и антропогенных оврагов в зоне тундры можно охарактеризовать по результатам наблюдений в течение ряда лет в Воркутинском районе, на севере Печорской низменности и на побережье Печорского моря. В Воркутинском районе во время сильного летнего дождя при отсутствии снежного покрова наблюдалось образование густой сети промоин и рытвин глубиной от 0,7 до 1,5 м в нижних частях склона крутизной 3–5°, сложенного легко размываемыми супесями и легкими суглинками. Глубина слоя сезонного протаивания была более 1,5 м, и образование эрозионных форм было обязано исключительно водным потокам.

В этом же районе на днище и по бортам глубоких антропогенных оврагов длительное время сохраняются снежники-перелетки, в связи с чем дальнейшее развитие оврагов происходит с участием процессов нивации, типичных для зоны тундры, что приводит к трансформации эрозионных врезов.

Роль сезонной и многолетней мерзлоты в образовании оврагов и их динамике неоднозначна. В естественных условиях там, где не нарушен естественный почвенно-растительный покров тундры, в условиях плоского равнинного рельефа нет условий для развития овражной эрозии, и мерзлота является сдерживающим фактором. Однако и в естественных условиях сплошность естественного почвенно-растительного покрова оказывается нередко нарушенной, что способствует деформациям рельефа склонов. Это прежде всего морозобойное трещинообразование, заполнение трещин грунтовым материалом или льдом, расширение трещин, вытаивание льда и формирование первичной эрозионной сети по сети полигональных трещин.

Вблизи каких-либо уступов рельефа (террасовых уровней рек, озер и вдоль морского побережья) по сети вытаивающих ледяных жил и по углублениям морозобойных полигонов формируется своеобразная сеть линейных эрозионных форм [Любимов, 1970]. Весь террасовый уступ оказывается рассеченным зубчатой сетью таких небольших оврагов, углубляющихся только вблизи этих уступов. Овражная

сеть имеет в плане рисунок в виде решетчатых, ортогональных, иногда ромбовидных систем, соответствующую направлениям полигональной мерзлотной сети. Поэтому в зоне тундры характерно распространение естественных оврагов вдоль крутых береговых уступов рек, озер и морского побережья. В районе Воркуты овраги приурочены к речным обрывам коренного берега и террас, их длина до 200–300 м, глубина 10–20 м.

Морфология оврагов на Севере благодаря специфике их формирования и набору сопутствующих эрозии процессов отлична от морфологии оврагов умеренных широт. Вследствие процессов нивации на начальной стадии развития оврага происходит образование циркообразных и грушевидных форм вершин, что является результатом вытаивания снежников. Водоток в оврагах либо вообще отсутствует, либо функционирует только в весеннее время в виде небольших ручьев по краям мощных снежников. Струйки воды текут ниже языка снежника по еще мерзлому плоскому днищу. При этом ниже вершины образуется плоское днище при невыработанном продольном профиле, уклон которого нередко превышает 400‰. Ширина таких форм достигает 30–50 м, глубина — 10–20 м, длина — от 50–100 до 500 м.

На водоразделах при относительно плоском рельефе овражная сеть развивается слабо, глубины эрозионного вреза не превышают 1,5 м. Вдоль уступов речных, морских и озерных террас овраги выражены четко и имеют вид пильчатых или зубчатых систем. Протаивание ледяных жил здесь происходит почти полностью, так как вблизи уступов жилы обнажены.

Участки распространения естественных оврагов с большой густотой и плотностью в зоне тундры встречаются сравнительно редко (бассейны рек Коротаиха, Морей, верховья Колвы). Исключение составляют возвышенности, образующие пояс повышенной густоты оврагов, развитие которых связывается с возникновением крупных оленеводческих хозяйств и ростом в связи с этим нагрузки на пастбища. Более распространены и активно растут антропогенные овраги в поселках, городах, вдоль грунтовых дорог по колеям вездеходов, вдоль линий трубопроводов, в местах сброса теплых бытовых и промышленных вод, а также при нарушении естественного почвенно-растительного слоя при строительстве. Наблюдения в районе г. Воркуты и на севере Большеземельской тундры [Любимов, 1970; Жаркова, Любимов, 1990] показали, что максимальный рост антропогенных оврагов в длину происходит в основном в первые годы их возникновения. Так, на территории бывшего совхоза «Центральный» в районе Воркуты самые большие овраги образовались на распаханых участках в течение 20–30 лет, и в 1990 г. их длина составила 200–1000 м, глубина — 4–6 м, ширина — 5–20 м. Для большинства относительно молодых оврагов (5–10 лет) морфометрические показатели меньше: длина — 100–300 м, глубина — 0,6–2 м, ширина по днищу — 4–6 м. Значительный рост оврагов отмечен в п. Нельмин Нос (к северу от г. Нарьян-Мара в Ненецком автономном округе), где по колее грунтовой дороги в песках овраг вырос более чем на 20 м за год при глубине приустьевой части близ уступа речной террасы р. Печоры более 8 м [Любимов, 1970]. Близкие к этим скорости роста отмечались в районе г. Салехарда [Косов, Константинова, 1970]. Антропогенные овраги в районе г. Воркуты и шахтерских поселков имеют локальное распространение и приурочены главным образом к участкам активной урбанизации. К ним относятся территории сброса теплых вод ТЭЦ, шахтных вод, промышленных и бытовых стоков, кюветы грунтовых дорог и колеи вездеходов, трасс трубопроводов, а также полевые угодья пригородных сельских хозяйств. В п. Воргашор вдоль грунтовой

дороги образовался овраг длиной 200 м и глубиной 1,1 м. На территории бывшего совхоза «Западный» на пашне образовался овраг длиной 350 м, глубиной 1,4 м, шириной 4,8 м. На пашне бывшего совхоза «Центральный» овраг имеет длину более 1000 м, глубину 1,7 м, ширину по днищу 5,0 м.

Наряду с большими значениями скоростей роста молодых оврагов в зоне тундры наблюдается и обратная тенденция для относительно старых оврагов. При интенсивной солифлюкции, развитой на бортах оврагов, особенно в южной подзоне тундры, наблюдается их выполаживание. Например, в Воркутинском районе вблизи п. Воргашор почти полностью выположились и покрылись растительностью небольшие овражки и промоины, тянувшиеся вдоль грунтовых дорог. В 1976 г. они имели глубину 0,3–0,7 м, тогда как в 1989 г. их глубина не превышала 0,2–0,3 м, а V-образный поперечный профиль сменился на пологий корытообразный. Однако полностью выровненных и заросших антропогенных оврагов не отмечено, хотя возраст их достигал 35 лет. Выравнивание процессами солифлюкции и зарастания антропогенных оврагов в северной подзоне тундры происходит гораздо медленнее, чем в южной, причем их интенсивность зависит от времени и длительности использования земель.

В *лесной зоне*, где овраги распространены редко, преобладает суффозионно-солифлюкционно-эрозионный механизм оврагообразования, поскольку здесь наряду с процессами линейной эрозии действуют довольно активно процессы суффозии, солифлюкционного оплывания на бортовых откосах оврагов, оползание, осыпание, обрушение, отчасти нивально-мерзлотные процессы. На разных стадиях развития оврагов в течение года, разных сезонов и даже суток соотношение влияния эрозионных и неэрозионных процессов в оврагах изменяется. Эта быстро меняющаяся картина процесса оврагообразования кроме того характеризуется дискретностью во времени и в пространстве.

В естественных условиях лесной зоны овраги отличаются небольшими размерами, медленным ростом, слабой обнаженностью склонов и их быстрым зарастанием (рис. 3.10). Основными причинами слабого развития овражной эрозии в естественных условиях лесной зоны являются наличие лесной растительности, сохраняющей долгое время снеготаяния и снижающей величину поверхностного стока, большая влажность климата, равномерное распределение летних осадков, заболоченность территории, широкое распространение трудно размываемых моренных суглинков и глин, а также сравнительно выровненный с незначительными амплитудами высот рельеф местности, что создает условия для сниженной эрозионной способности талых и дождевых вод. Вместе с тем в ряде районов лесной зоны, по долинам рек с глубокими базами эрозии склоновых водосборов при прохождении ливней и интенсивном снеготаянии в естественных условиях наблюдается значительный рост овражной сети [Косов, 1960, 1962].

Однако представление о слабом развитии овражной эрозии в лесной зоне может быть отнесено лишь к неосвоенным и слабо освоенным территориям, а также к районам с наиболее неблагоприятными условиями оврагообразования — с выровненным рельефом, сложенных трудно размываемыми породами, при минимальном количестве и слабой интенсивности осадков. Одной из характерных особенностей развития оврагов в лесной зоне является крайне неравномерное распространение активных оврагов по участкам территории с благоприятными для развития овражной эрозии природными предпосылками. Эта неравномерность объясняется главным образом различиями в антропогенном освоении лесных территорий. Несомнительная вырубка лесов, распашка земель после сведения лесов, дренаж

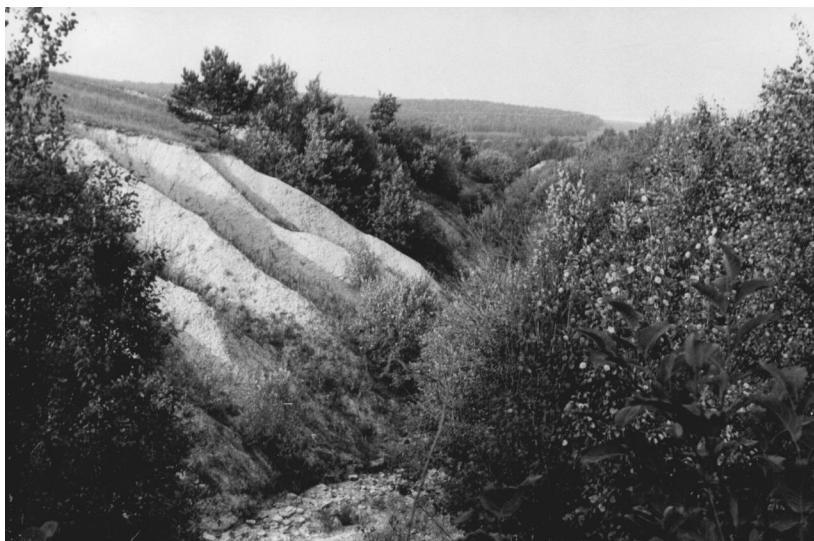


Рис. 3.10. Овраг в лесной зоне (Тульская область). Фото С.Н. Ковалева

и другие хозяйственные мероприятия приводят к образованию новых растущих оврагов и «омоложению» уже заросших.

В северной части лесной зоны свежие эрозионные формы наблюдаются на обезлесенных и распаханых участках в бассейне Северной Двины. В западных районах зоны овраги встречаются на территориях Ленинградской и Псковской областей. При переходе от западных к центральным областям лесной зоны, между г. Великими Луками и г. Ржевом, овраги пересекают крутые обрывистые склоны долин р. Волги и ее притоков (Шоши, Ламы, Гжати и др.), Москвы-реки, р. Оки и верховьев Днепра.

В восточной половине Тверской и Ярославской областей встречаются в основном старые заросшие овраги; свежие овраги редки, наибольшее распространение они получают на подмываемых склонах долин рек Волги и Москвы.

В Московской области в долине р. Истры овраги характеризуются значительной глубиной и крутыми склонами, на которых нередко наблюдаются карстовые воронки, оползни и обвалы. На южных отрогах Смоленско-Московской возвышенности по долинам рек Москвы, Протвы, Пахры густая сеть оврагов прорезает коренные известняковые породы, покрытые делювием.

Формы поперечного и продольного профилей оврагов в лесной зоне во многом зависят от соотношения эрозионных и склоновых процессов, поставляющих грунтовые массы вместе с обрушившимися деревьями и кустарниками в днище оврагов. Русло очень часто полностью завалено этим материалом, продольный профиль оврагов часто имеет ступенчатый характер.

В вершине оврага обычно имеется козырек из дернины с густой сетью подземных полостей — понор. Водобойный колодец в вершине имеется, но не всегда. Днище вершины обычно завалено сползшими и обрушившимися грунтовыми массами со стволами деревьев и кустарников, что препятствует интенсивной глубинной эрозии, но способствует размыву бортов оврага.

Вид овражной сети лесной зоны в плане древовидный или гребенчатый, что особенно характерно вблизи обрывистых берегов рек и озер.

Суффозионное стимулирование развития оврагов характерно для легких лесовидных суглинков, лессов, супесей, песков и суглинков. Процесс суффозии активизируется верховодкой и грунтовыми водами, залегающими нередко на нескольких уровнях, а также процессами промерзания/протаивания, температурного растрескивания, растворения и разрушения почвогрунтов корнями растений и ходами животных. В плане вершины оврагов, развивающихся по этому типу, — циркообразные или грушевидные, часто с плоским днищем. Суффозия наблюдается не только в вершинах, но и на склонах оврагов, причем бортовые откосы нередко отступают более активно, чем основная вершина. В вершине балки Верхние Судки (правый берег р. Десны, г. Брянск) в 1999 г. образовалась суффозионная воронка, которая уже через год трансформировалась в овраг длиной более 4 м, глубиной 3 м и шириной 2 м [Ковалев, 2011] (рис. 3.11).



Рис. 3.11. Образование суффозионного провала на месте свалки опада листьев (г. Брянск).
Фото С.Н. Ковалева

Наблюдения показали, что в лесной зоне условия промерзания и протаивания в период формирования весеннего стока имеют большое значение для развития оврагов. В начальный период снеготаяния, когда еще нет стока воды, но уже обнажены борта оврага, происходит вытаивание грунта со склонов. Грунт в вязкотекучем состоянии поступает на снег, скопившийся в днище оврага. В результате еще до появления основного стока воды в устье оврага происходит поступление наносов. Максимальное поступление грунта наблюдается по мере протаивания вершин и откосов оврага, что соответствует не максимальным расходам, а спаду половодья, так как сток по мерзлым грунтам не производит заметного размыва как в вершине, так и в днище оврага. В маловодные годы сток наносов происходит обычно под влиянием преимущественно неэрозионных процессов. При малоснежных зимах и глубоком промерзании грунты в период оттаивания приобретают

свойства пльвунов, и масса поступившего в русло грунта бывает настолько велика, что маломощный поток не в состоянии транспортировать весь рыхлый материал. «Прочистка» русла иногда происходит в течение нескольких лет. В этот период может наблюдаться движение грунтовой массы вниз по тальвегу. Начавшийся сток воды перемещает оплывший грунт по поверхности снежного покрова и в толще снега (рис. 3.12).

В формировании оврагов в лесной зоне участвует также нивально-эрозионный процесс, хотя и в меньшей степени, чем в тундре. В вершинах оврагов и в самих оврагах здесь также залегают снежники, которые оказывают влияние на локальное перераспределение стока в весенний период. На участках густого леса в затененных овражных вершинах и руслах снежники сохраняются иногда сравнительно долго — до 1–2 мес после начала снеготаяния, оказывая значительное влияние на морфологический облик оврагов. Характерные черты нивально-эрозионных оврагов в лесной зоне: грушевидные в плане вершины с залегающими в циркообразных нишах весенними снежниками, плоское субгоризонтальное днище.

На ранних стадиях лесные овраги имеют признаки исключительно эрозионного развития, но на более поздних существенное влияние оказывают нивально-эрозионные процессы, и ежегодно образующиеся снежники во многом определяют морфологию и морфометрию оврагов.

Значительное влияние на развитие вершин и морфологию поперечных профилей оврагов оказывают оползневые процессы. Они распространены в основном в оврагах юга лесной зоны. В результате оползней вершина приобретает циркообразную форму, склоны оврага — характерную вогнутость с ярко выраженной вертикальной прибровочной частью. Поступивший на днище оврага материал создает подпор в русле или оказывает направленное влияние на поток, который в свою очередь подмывает противоположный оползневый борт, ускоряя его размыв. Характерные оползневые цирки в вершинах оврагов, развивающихся в покровных лессовидных суглинках, наблюдались в бассейне р. Ведуги (приток р. Дона), где они достигали в глубину более 10 м и имели диаметр более 60 м. Другой характерный пример — оползневые вершины и заваленные оползнями русла оврагов по берегам Горьковского водохранилища в Нижегородской области. Оползневые процессы меньших масштабов наблюдались в оврагах долины р. Протвы (Калужская область).

Влияние карста на механизм оврагообразования прослеживается на Среднерусской и Приволжской возвышенностях. Поскольку, как правило, карстовые явления наблюдаются в известняковых породах, овраги, прорезающие известняки, имеют некоторые своеобразные черты: ступенчатость продольного профиля



Рис. 3.12. Сток наносов по снегу (Егоров овраг, Боровская УНС МГУ).
Фото С.Н. Ковалева

(высота ступени нередко превышает 1,5 м), поноры в вершине оврага, трещины и карстовые воронки по днищу, наличие крутых, субвертикальных бортов. В карстовых районах создаются специфические условия для развития овражных систем, так как поверхностный сток в оврагах переходит в подземный. При этом продолжается интенсивный рост основных вершин в покровных лессовидных суглинках или других породах четвертичных отложений. Все эти особенности были отмечены в период проведения стационарных исследований на оврагах правого крутого берега р. Протвы.

Рисунок овражно-балочной сети в плане преимущественно древовидный. Однако в районах развития карстовых пород, где преобладают куэстообразные формы рельефа (например, на севере Приволжской возвышенности), плановый рисунок овражно-балочной сети перистый.

Лесостепная и степная зоны являются территориями наибольшего распространения овражной эрозии. Большие глубины базисов эрозии, легко размываемые лессовидные покровные суглинки, интенсивные ливни и активное снеготаяние дают значительный импульс активному развитию линейной эрозии. Однако сплошной травянисто-дерновый покров естественной растительности и высокая противоэрозионная устойчивость черноземных почв (особенно типичных черноземов) не создают условий для размыва почвогрунтов потоками ливневых и талых вод. Естественная растительность обуславливает повышенную шероховатость поверхности склонов, что, во-первых, способствует распластыванию потока и препятствует его концентрации, а во-вторых, снижает скорости потоков и при наличии плотной дернины практически полностью препятствует процессу линейной эрозии.

Анализ факторов оврагообразования в лесостепной и степной зонах позволяет утверждать, что только разрушение наиболее мощной в этих зонах противоэрозионной компоненты природного комплекса — почвенно-растительного покрова — при хозяйственном освоении территории делает эти зоны наиболее подверженными овражной эрозии, отличающимся интенсивным развитием овражной сети [Косов, 1960, 1962].

В степи и лесостепи распространены все морфологические типы оврагов: склоновые, донные, береговые. Наиболее распространены в этих зонах склоновые овраги, характеризующиеся глубокими и широкими водобойными колодцами в вершинах, крутыми, субвертикальными стенками эрозионных размывов на бортовых откосах в привершинной части. В русле оврагов наблюдаются четко выраженные эрозионные и аккумулятивные формы. При выходе на пойму реки, в днищах суходолов или балок в их устьевых частях формируются обширные конусы выноса, нередко прорезанные радиально расходящимися ложбинами. Для плановой структуры сети склоновых оврагов характерны система многочисленных отвершков, а также большая частота расположения вторичных склоновых и береговых оврагов, достигающая до 10–20 ед./км (рис. 3.13). Например, для овражно-балочных систем в Тульской и Орловской областях отмечена плотность расчленения оврагами 20–50 ед./км.

Характерной особенностью лесостепной и степной зон является образование донных оврагов в днищах древних балок и суходолов (рис. 3.14).

Генезис донных оврагов до сих пор не до конца ясен; разные исследователи связывают их возникновение как с природными, так и с антропогенными причинами. Сведение леса (в лесостепной зоне или по долинам крупных рек) и распашка территории в период сельскохозяйственного освоения могли вызвать мощную активизацию эрозионных процессов и привести к тому, что водные потоки скло-



Рис. 3.13. Склоновые овраги в балке (Орловская область). Фото Б.Ф. Косова



Рис. 3.14. Донный овраг (Ставропольский край). Фото Б.Ф. Косова

новых и береговых оврагов оказались в состоянии прорезать днища балок, что в свою очередь вызвало понижение глубины базиса эрозии всей овражной сети. При этом толчком к понижению глубин базиса эрозии могли быть и неотектонические причины — общее поднятие территории центральной части Русской равнины и Среднерусской возвышенности. Одним из подтверждений антропогенного генезиса донных врезов является то, что в днищах балок они прорезают аккумулятивную толщу с включением погребенных гумусовых горизонтов мощностью до 2 м и более, образовавшуюся за агрикультурный период и датированную временем, начиная с XVI или XVII вв. [Козменко, 1954; Голосов, 2006].

Донные овраги достигают нередко громадных размеров. Так, в бассейне р. Колышлей (Аткарский район Саратовской области) донные овраги распространены по всем балкам, их длина часто превышает 6 км (овраги Ершовка, Марфинский, Баринов, Сухов и др.). В балке длиной 8,5 км и глубиной базиса эрозии 62 м (ст. Ивановка) донный овраг достигает глубины 4–10 м и имеет ширину около 30 м.

Привязанные к этому донному врезу береговые и склоновые овраги представляют собой мощные разветвленные системы длиной до 2 км, шириной по бровке 20–30 м, глубиной до 5 м. Овраги вскрывают в днище балки легко размываемые четвертичные покровные суглинки и палеогеновые пески, супеси, суглинки мощностью более 10–15 м. Сравнительно редко донные овраги вскрывают толщи более древних коренных пород. В бассейне р. Песчанки овраги в балке Ключи прорезают нижележащие, относительно более трудно размываемые меловые породы (мел, опоки, мергели). Типичные донные овраги имеют водобойные колодцы в верховьях, боковые стенки со свежими эрозионными срезами, русловые формы в днище и мощные конусы выноса на выходе оврагов в балки.

Наиболее активное антропогенное образование оврагов в лесостепной и степной зонах относится к пореформенному периоду (последняя четверть XIX в.) развития России. В литературных источниках, рассматривающих развитие оврагов этого периода, можно найти примеры высоких скоростей их линейного роста, достигающих 100–150 м/год. Известны случаи, когда овраг возникал и достигал в длину 100 м и более за один ливень. Такая активность роста присуща начальному периоду оврагообразования. В настоящее время средние скорости роста оврагов в этих зонах составляют 0,5–1,5 м/год, что отмечают многие исследователи. Значительные скорости линейного роста оврагов, намного превышающие средние, зафиксированы на урбанизированных территориях — при строительстве, прокладке дорог и трубопроводов. Одним из конкретных примеров такого современного роста могут служить овраги вдоль шоссе на дороге Аткарск — Саратов на склоне долины р. Малый Колышлей, где за 30 лет они выросли в длину на 0,5–0,6 км, в глубину до 4–5 м, т.е. скорость их роста близка к 20 м/год.

В степной и лесостепной зонах овражная сеть представляет собой сложную древовидную разветвленную систему. Чаще всего такое строение овражно-балочной сети наблюдается на возвышенностях с глубокими базисами эрозии и сравнительно плоскими широкими водоразделами. К таким территориям относятся густо расчлененные овражно-балочной сетью Среднерусская, Приволжская, Калачская возвышенности. В пределах Ставропольской возвышенности на строение овражно-балочной сети оказывает определяющее влияние структура асимметричных куэстообразных структурно-денудационных плато, общий наклон которых на север, северо-запад и северо-восток предопределяют и направление овражных систем. При этом характерными чертами Ставрополя являются мощное современное перераспределение стока многочисленными ирригационными системами и создание прудов. При прорывах этих систем образовались сеть ирригационных оврагов, донных врезов и привязанные к ним системы береговых оврагов. Так, в долине балки Горькой у с. Сергиевского была создана цепочка плотин с прудами, большей частью в настоящее время прорванных. В результате балка приобрела четковидное строение с появляющимися ниже плотин и исчезающими перед плотинами донными врезами, глубина которых предопределена высотой плотины (длина донных оврагов не превышает 500 м, глубина варьирует от 0,5 до 10 м). В Оренбургской области в пределах возвышенности Меловой Сырт рисунок овражно-балочной сети и характер распространения оврагов разного вида определяется строением первичного рельефа и современным антропогенным воздействием. Цепочка донных врезов прослеживается во многих балках бассейна р. Большой Погромки — Елховки, Павельев Яр и др. Глубина этих донных оврагов — от 2 до 8–10 м. К ним привязана сеть береговых и склоновых оврагов, большая часть которых развилась

по размытым бороздам на пашне либо вдоль грунтовых дорог на склонах балок. Молодые овраги сравнительно коротки, они прорезают только наиболее выпуклую часть склона, в то время как наиболее древние, привязанные к днищу балки или руслу реки, тянутся почти до линии водораздела.

В *аридной зоне* овражная эрозия по механизму, морфологии и динамике развития оврагов существенно отличается от таковой в средней полосе России. Это связано как с природными особенностями оврагообразования, так и со спецификой антропогенной нагрузки — ирригацией. На территории России по этому типу развиваются овраги на юге Оренбургской, Волгоградской областей и Калмыкии. Наиболее типичные овраги аридной зоны представлены на территории республик Средней Азии.

Многие исследователи отмечали главный геоморфологический парадокс аридных стран и районов: обилие, разнообразие и видимая свежесть форм современного рельефа, созданных эрозией временных водотоков в условиях очень сухого климата с малым количеством осадков [Маккавеев, 1955; Шукин, 1960, 1974; Косов, 1962; Дедков, 1998]. Н.И. Маккавеев [1955] убедительно доказал, что хорошая сохранность эрозионных форм в аридном климате — следствие, во-первых, коротких и редких, но сильных ливней и, во-вторых, малой интенсивности денудации склонов, что создает эффект свежести законсервированных в первозданном виде древних эрозионных форм. Анализируя возможные объяснения этого парадокса, А.П. Дедков [1998] склоняется к тому, что эрозионные формы аридных стран созданы не благодаря максимуму стока воды и эрозии и не как реликт предшествующих эпох с более влажным плювиальным климатом, а как следствие современных редких, но сильных ливней. На эту же причину образования и хорошей сохранности оврагов указывал Б.Ф. Косов [1962].

Овраги аридной зоны различаются условиями и механизмом образования [Жураев, 1977; Ахмадов, 1980; Любимов, Нигматов, 1994; Нигматов, 1993, 1996]. Их образование в аридной зоне характеризуется активным участием процессов суффозии легких грунтов. Овраги, развивающиеся в различных породах (типичные лессы и покровные лессовидные суглинки, сцементированные галечники, алевролиты, суглинки и глины), длительное время и на всем протяжении сохраняют крутые субвертикальные откосы. Склоны слабо зарастают растительностью и очень медленно выполаживаются. Подобная «консервация» эрозионных форм характерна также для каменистых и щебнистых пустынь и полупустынь. В песчаных пустынях склоны оврагов сравнительно быстро подвергаются эоловой переработке и выполаживанию.

В аридной зоне широко распространены пустынные овражные формы типа «бедленда». Такая эрозионная сеть характерна для предгорий, низкогорий и останцовых возвышенностей со значительными глубинами местных базисов эрозии (от десятков до сотен метров), с большой крутизной склонов (до 30° и более), сложенных легко размываемыми породами (лессами, лессовидными суглинками) и лишенных естественной растительности. Б.Ф. Косов [1962] в зависимости от литологии пород на склонах плато Устюрт различает следующие морфологические типы оврагов: 1) крупные овраги на длинных склонах, сложенных осадочными породами; 2) разноуровневые каскады оврагов на структурных склонах, сложенных осадочными породами различной размываемости, формирующие литологические уступы; 3) ветвистые древовидные в плане размывы в легко размываемых рыхлых суглинистых породах подножий чинков и на предгорных равнинах.

Морфометрические характеристики равнинных пустынных оврагов варьируют в широком диапазоне: в привершинной части их глубина не превышает 2 м при ширине 2–7 м; в устьевой части глубина достигает 20–30 м и более при ширине, нередко превышающей 100 м. Длина коротких береговых размывов на уступах террас составляет 10–20 м. На наклонных предгорных равнинах (например, вблизи отрогов хребтов Султан-Уиздаг и Бель-Тау в Узбекистане) длина оврагов достигает 1000–1500 м [Любимов, Нигматов, 1994; Нигматов, 1993, 1996].

Оврагообразование в аридной зоне происходит неравномерно. В момент выпадения ливней отмечается заметный, иногда даже бурный рост оврагов, после чего наступает этап длительной консервации эрозионных форм. При этом в периоды консервации сохраняются все признаки «свежести» вреза: крутые отвесные стенки в вершине и вдоль бортовых откосов оврагов. Процесс естественного отмирания оврага аридной зоны, как правило, сопровождается аккумуляцией материала, поступившего на днище из верхних частей водосборов и делювия со склонов.

В аридной зоне развитие естественных оврагов происходит значительно медленнее, чем антропогенных, в частности, ирригационных. Минимальные скорости роста естественных оврагов в 1960–1990 гг., зафиксированные в Приаралье, не превышают 0,1 м/год; максимальные характерны для предгорных равнин и районов предгорий и достигают 1,0 м/год и более [Нигматов, 1996].

Динамика ирригационных оврагов отличается чрезвычайно интенсивным, быстрым, иногда даже катастрофическим ростом овражных форм. Овраги аридной зоны растут лишь при катастрофических расходах воды, связанных с нарушением работы ирригационных систем, т.е. это временно действующий и в основном регулируемый процесс. Л.Ф. Литвин [1984] на левобережье р. Кашкадарья у кишлака Чим наблюдал прирост вершины оврага за один поливной сезон на 165 м. По данным А.Н. Нигматова [1993, 1996], в Узбекистане на предгорных равнинах зафиксированы рекордные годовые скорости роста ирригационных оврагов — 400–700 м/год. Близкие к экстремальным значения роста ирригационных оврагов приводит Х.М. Ахмадов [1980] по Таджикистану: по 300 обследованным оврагам за 8 лет среднегодовой прирост длины составил 53,6 м/год, максимальный — 674 м/год.

Распространение и рисунок овражной сети этой зоны зависят от геолого-геоморфологических условий. По склонам бессточных котловин и озер рисунок овражной сети в плане центростремительный, по периферии останцовых возвышенностей — центробежный, на наклонных предгорных равнинах — ветвящийся, на уступах рек речных террас — гребенчатый.

Таким образом, овраги распространены во всех природных зонах России. Однако в разных географических зонах они имеют различные морфологию и морфометрические характеристики. Это связано с тем, что комплекс ведущих процессов, формирующих овраги, в разных зонах различен. В ряде случаев овраги разных зон сходны по тем или иным отдельным морфологическим признакам, хотя оврагообразующие зональные процессы при этом могут быть различными. Большое разнообразие оврагов связано не только с зональными, но и с региональными особенностями территорий, которые встречаются в разных зонах (карст, оползни, суффозия). Широкий спектр зональных и региональных видов оврагов характеризует в целом, с одной стороны, участие различных процессов в формировании оврагов, с другой стороны, широкое географическое разнообразие овражных форм.

По показателям густоты (км/км²) и плотности (ед./км²) оврагов на территории России (рис. 3.15) выделяется шесть типов территорий, в разной степени пораженных овражной эрозией [Ковалев, Никольская, 2015].

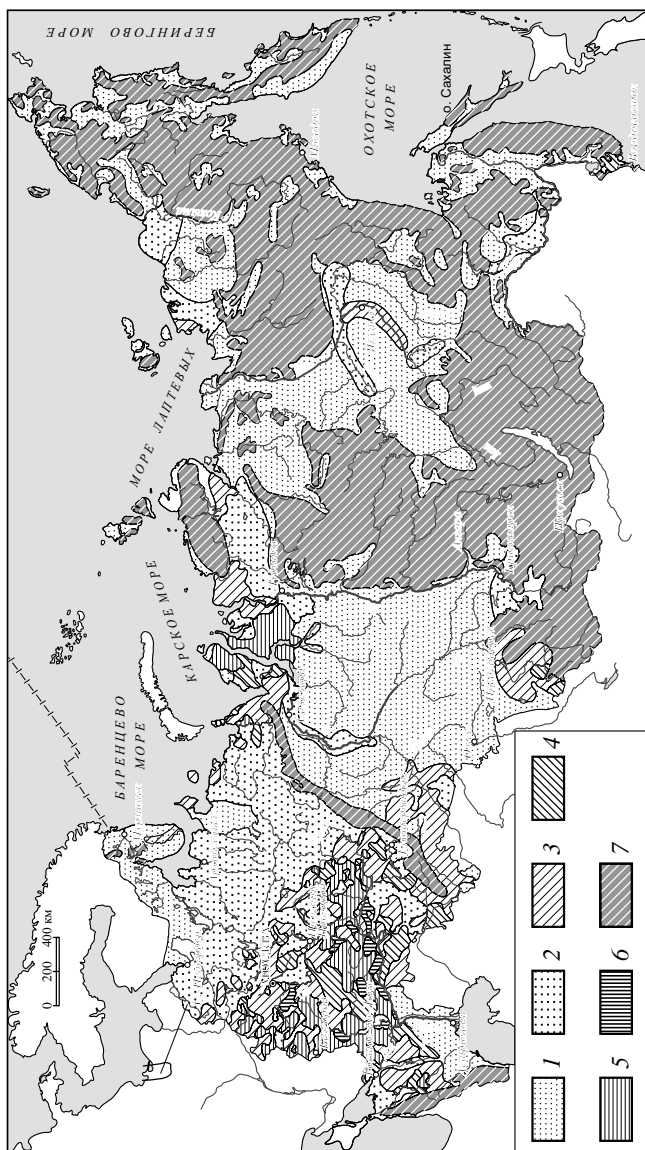


Рис. 3.15. Карта овражной эрозии на территории России [Атлас природных..., 2005]:

Характеристика заовраженности	Показатели	
	густота, км/км ²	плотность, ед./км ²
1 — очень слабая	< 0,011	< 0, 011
2 — слабая	0,011–0,02	0,011–0,1
3 — умеренная	0,021–0,1	0,11–0,5
4 — значительная	0,11–0,5	0,51–2,0
5 — сильная	0,51–1,3	2,1–5,0
6 — очень сильная	> 1,3	> 5,0
7 — горные территории	—	—

I. Территории очень слабой заовраженности (густота овражной сети — менее $0,01 \text{ км/км}^2$, плотность — менее $0,01 \text{ ед./км}^2$), на которых овраги встречаются крайне редко. К ним относятся: 1) слабо освоенные и неосвоенные земли с плоским и грядовым рельефом (отдельные районы севера, обширная лесотундровая и таежные части Западной и Восточной Сибири, некоторые районы Дальнего Востока); 2) плоские залесенные и безлесные низменности с очень малыми глубинами базиса эрозии — менее 10 м (Прикаспийская, Кумы-Манычская впадины, приморские низменности на севере); 3) слабо расчлененные плосковершинные низкогорья и плоскогорья.

II. Территории со слабо развитой овражной сетью (густота от $0,01$ до $0,02 \text{ км/км}^2$, плотность $< 0,1 \text{ ед./км}^2$), характеризующиеся неглубоким расчленением рельефа, сглаженностью и залесенностью, обширные участки тундры, лесотундры и лесной зоны ЕТР. Кроме моренных возвышенностей в центральной части ЕТР такая овражность отмечается на отдельных участках вдоль Уральских гор, в пределах Северных Увалов, Верхне-Камской и Бугульмино-Белебеевской возвышенностей, на восточном побережье Азовского моря, в долине р. Маныча и т.д. В Азиатской части России слабая заовраженность характерна для нижней Оби, низовьев р. Ишима, бассейна р. Оми, левобережья р. Ангары (междуречье рек Ангары и Оми), междуречье рек Хоти и Пясины, Алдана и Лены, Вилюя и Лены, Колымы и Алазеи (нижнее течение), Яны и Индигирки, пологих склонов Зейско-Буреиской и Амура-Зейской равнин. Такая же овражность отмечается на отдельных участках полуостровов Ямал и Гыданский.

III. Территории умеренной овражности (плотность от $0,1$ до $0,5 \text{ ед./км}^2$, средняя густота $0,06 \text{ км/км}^2$) отмечаются на севере Большеземельской тундры, отдельных участках Среднерусской, Валдайской, Смоленско-Московской, Верхне-Камской возвышенностей, Окско-Донской равнине, в бассейнах рек Кубани, Кумы, Малой и Большой Узени. В азиатской части подобная овражность наблюдается в бассейне р. Тобола, в предгорных долинах Кузнецкого Алатау, Салаирского кряжа, в районах Новосибирского водохранилища, Минусинской впадины, в бассейне Лены (южнее Якутска), на отдельных участках полуостровов Таймыр и Гыданский.

IV. Территории со значительной овражностью (количество оврагов на преобладающей площади до 2 ед./км^2 , средняя густота $0,3 \text{ км/км}^2$) на возвышенных, расчлененных, интенсивно осваиваемых землях. Таковы моренно-холмистые возвышенности (Дмитровская гряда, Смоленско-Московская возвышенность), районы Среднерусской, Верхне-Камской, Ставропольской возвышенностей, участки Большеземельской тундры, территории в Приморском крае, на полуострове Ямал, в верховьях Оби (Степной Алтай).

V. Территории с сильной степенью овражности (плотность 5 ед./км^2 , средняя густота $0,9 \text{ км/км}^2$), к которым относятся хорошо и давно освоенные сельскохозяйственные районы в пределах Смоленско-Московской, Среднерусской, Приволжской и Ставропольской возвышенностей, Высокое Заволжье. На севере азиатской части страны это районы на Тазовском и Гыданском полуостровах.

VI. Территории с очень сильной овражностью (плотность более 5 ед./км^2 , густота более $1,3 \text{ км/км}^2$), которые характерны для возвышенных, сильно расчлененных, почти полностью и давно распаханых земель. Они встречаются локально преимущественно на европейской территории России — в восточной части Среднерусской, Приволжской возвышенностей, Донском Белогорье и южной части Донской гряды.

Таким образом, овраги распространены во всех географических зонах. Преобладающее количество оврагов приурочено к зонам активного и давнего сельскохозяйственного освоения. Распашка земель является причиной наиболее массового появления оврагов на юге лесостепной и степной зон. Исключительная многофакторность процесса оврагообразования является причиной их крайне неравномерного распространения. Даже соседние балочные водосборы поражены оврагами в разной степени. Подобные различия в заовраженности территории обусловлены особенностями морфометрии склоновых водосборов, микрорельефом склонов, видом распашки и т.д., что во многом определяет появление и развитие оврагов.

3.5. ФОРМИРОВАНИЕ, ТРАНСПОРТ И ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ НАНОСОВ В ОВРАЖНО-БАЛОЧНОЙ СЕТИ

3.5.1. Условия образования оврагов, эрозионные, денудационные и аккумулятивные процессы в овражно-балочной сети

Овраги как в ненарушенных ландшафтах, так и при антропогенных изменениях территории являются важным фактором формирования и перемещения наносов. В естественных условиях при достаточном увлажнении растительность предохраняет почву от размыва благодаря мощной дернине. В степных и лесостепных ландшафтах засухи приводят к формированию на поверхности почвы трещин, по которым происходят размыв поверхности склона и образование рытвин, а впоследствии и оврага. Нередко овраги развиваются вдоль водопойных троп копытных животных и из-за наличия нор грызунов (биогенные овраги) [Молодкин, 1976], возникают вследствие суффозионного размыва и после естественных пожаров (древесная и травянистая растительность при пожаре уничтожается и одновременно резко возрастает коэффициент поверхностного стока) [Gimeno-Garcia et al., 1999; Ubeda, Sala, 1996].

Часть оврагов антропогенного происхождения в пределах равнин формируется одновременно с распашкой территории [Овражная эрозия, 1989; Овражная эрозия..., 1990; Путилин, 2002]. Формированию оврагов способствует концентрация стока воды по межам, разделяющим поля. Много оврагов возникает благодаря размыву грунтовых дорог на склонах долин малых рек и балок или в случае распашки крутых бортов долин больших рек, как это имело место на обширных площадях центра Русской равнины после земельной реформы 1861 г. Темпы прироста оврагов зависят от геологического строения и рельефа территории; в лесной зоне густота овражной сети тесно связана с залесенностью территории [Овражная эрозия..., 1990]. Основной прирост оврагов (70–80% длины) в зоне с устойчивым снежным покровом приходится на весну, а происходит он за счет больших расходов воды, особенно в годы с бурным снеготаянием [Путилин, 1988; Назаров, 1992; Рысин, 1998; Овражная эрозия..., 1990]. По мере роста континентальности климата доля вклада талого стока в суммарный прирост оврагов увеличивается. На юге Западной Сибири более 90% прироста оврагов в длину происходит в период весеннего снеготаяния [Путилин, 2002]. В зоне с преобладанием ливневого стока прирост оврагов происходит в основном при выпадении ливней [Волощук, Загаровский, 1981].

Интенсивность денудационных процессов на бортах овражно-балочной сети регулируется проективным покрытием поверхности растительностью, степенью увлажнения территории, уклоном бортов, строением толщи рыхлых отложений и глубиной залегания грунтовых вод. Плоскостной и ручейковый смыв отмечается

на участках бортов, в пределах которых дерновый покров еще не сформировался, как это наблюдается в оврагах, находящихся на первой — второй стадиях развития, или разрежен из-за перевыпаса скота. Темпы смыва почв на таких участках могут достигать более 20 т/га в год, что за непродолжительное время приводит к смыву горизонтов почвы *A* и *AB* [Баженова и др., 1997]. Усиление смыва и размыва на выбитых при выпасе бортах связано с регулярным воздействием на почву копыт животных, что ведет к снижению противоэрозионной устойчивости почв из-за разрушения почвенных агрегатов и переуплотнения поверхности. Этому способствует рост коэффициента поверхностного стока, а смыв происходит уже при дождях умеренной интенсивности. Обвальнo-осыпные склоны наиболее характерны для молодых овражных врезов, формирующихся как на бортах долин, так и в их днищах. Темпы осыпания в связных, рыхлых породах зависят главным образом от метеорологических условий [Лисичек, 1956; Дорошев, 1972; Wolman, Gerson, 1978], достигая максимума при частых внутрисуточных переходах температуры воздуха через ноль, особенно характерных для периода снеготаяния [Голосов, Панин, 1988; Ionita, 1999].

Обвальные процессы и отседание склонов в основном характерны для территорий, сложенных лессами. Благоприятные условия для их проявления возникают при резком снижении устойчивости склонов из-за избыточного увлажнения лесовой толщи, слагающей склон при уклонах, близких к углу естественного откоса.

Распространение оползневых и оплывинных склонов в овражно-балочной сети связано с выходом на поверхность водоупорных горизонтов. Активизация оползневых процессов наблюдается в весеннее время в годы со слабым промерзанием почвы и запасами воды в снеге выше средних [Назаров, 1992], в теплое время года вследствие выпадения продолжительных дождей [Кюнцель, 1980]. Резкое увеличение грунтового стока приводит к снижению устойчивости бортов балок и особенно склонов оврагов, формированию оплывин или оползней [Шешеня, Тихвинский, 1984]. По свежим стенкам срыва оползневых склонов может начаться формирование оврага, когда он срезает бровку балки или долины. В результате концентрации склонового стока выше по склону от стенки срыва может начаться ее размыв и произойти образование оврага [Назаров, 1992]. Дальнейший рост оврага зависит от вероятного прироста его водосборной площади по мере отступления вершины оврага вверх по склону. Развитие таких оврагов не зависит от антропогенного вмешательства и может происходить в условиях естественного ландшафта, как это наблюдается, в частности, на Приволжской возвышенности [Дедков, Бойко и др., 1982] и Предуралье [Назаров, 1992].

Выделяется четыре морфологических элемента овражно-балочной сети, в пределах которых происходит аккумуляция наносов, играющая существенную роль в морфологии соответствующих участков, к которым относятся: древние, сравнительно короткие различного генезиса понижения с ящикообразным поперечным профилем, характерные для верховий долин; склоновые и береговые овраги, находящиеся на третьей — четвертой стадиях развития; устьевые части междуречных ложбин, прорезавших борта долин и достигших их днища; собственно участки бортов долин с характерными признаками современной аккумуляции наносов.

Отличительной особенностью линейных понижений, сформировавшихся в верховьях балок, являются короткие, иногда относительно пологие борта, отсутствие протяженных вторичных врезов в днище, глубина вреза не более 2–3 м, слегка выпуклое (в случае аккумуляции агрикультурных наносов) днище с достаточно равномерной мощностью наносов по поперечному профилю или плоское днище при

отсутствии аккумуляции наносов, сравнительно небольшие уклоны продольного профиля. После распашки земель на склонах междуречий подобные понижения сравнительно равномерно по длине заполняются наносами (рис. 3.16). При этом прослеживается волнообразный характер накопления агрикультурных отложений, аналогичный характеру образования крупных грядовых форм руслового рельефа. Постепенное перемещение ранее отложившихся наносов происходит за счет регрессивного отступления уступов, как правило, коротких (до 2–4 м) донных врезов. Средние мощности наносов агрикультурного происхождения, накопившихся в понижениях подобного типа, достигают более 2 м (табл. 3.3). Средняя протяженность понижений данного типа в зависимости от характера расчленения рельефа территории варьирует от нескольких сотен метров до 6 км.

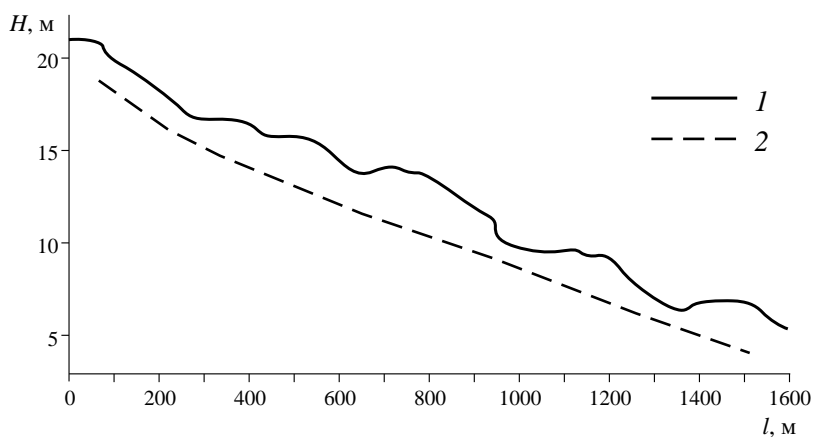


Рис. 3.16. Продольный профиль дна эрозионно-суффозионного понижения в истоках р. Айгурка (бассейн р. Калауса, Ставропольский край):
1 — современная поверхность дна, 2 — кровля доагрикультурных отложений

Таблица 3.3

Мощности агрикультурных отложений в днищах понижений, сформировавшихся по типу ложбина — лощина — балка

Название и местоположение объекта исследований	Продолжительность периода интенсивного освоения, лет	Длина днища, км	Мощность слоя агрикультурных наносов, м	
			средняя	максимальная
Балка Сухой яр-1, приток р. Айгурки,	60–70	3,7	2,1	2,8
Река Швединка, приток р. Калауса	140–160	5,25	2,2	2,7
Река Полная, приток р. Берестовой	90–100	0,75	1,0	1,2

Днища склоновых и береговых оврагов, находящихся на четвертой стадии развития, при интенсивном поступлении продуктов склонового смыва также являются зонами аккумуляции на всей или на некоторой части своей длины. Наблюдения в различных частях равнин умеренного пояса показывают, что большинство

оврагов со временем прекращает свой рост и заполняется наносами. Нередко процесс аккумуляции наносов сменяется вторичным врезанием в днище. Заполнение наносами берегового и склонового оврагов происходит различными путями. В береговых оврагах, прорезающих крутой борт долины, накопление наносов происходит только в их приустьевых частях и в вершинах оврагов. На остальном протяжении отложения наносов не происходит из-за больших уклонов днища. Более того, из-за неравномерности темпов аккумуляции наносов по длине в днище быстро формируется серия вторичных врезов, которые постепенно сливаются в единый донный врез, уступ которого энергично «продвигается» вверх по днищу и в конце концов может достичь ранее существовавшего овражного уступа. Примером подобного заполнения днища может служить овраг Безымянный (приток р. Каргалки, возвышенность Общий Сырт) (рис. 3.17). Изменение содержания ^{137}Cs в зависимости от глубины позволяет установить расположение перекрытой наносами на момент обследования вершины овражного вреза. Расстояние между разрезами А и Б составляет около 100 м при практически неизменном уклоне. Отсутствие ^{137}Cs в горизонтах 15–80 см свидетельствует о том, что это продукты размыва вершины оврага. Ниже по течению зона аккумуляции протягивается на 150 м и по мере увеличения уклона выклинивается. Вновь аккумуляция наносов появляется в днище только на приустьевом участке несколько выше конуса выноса.

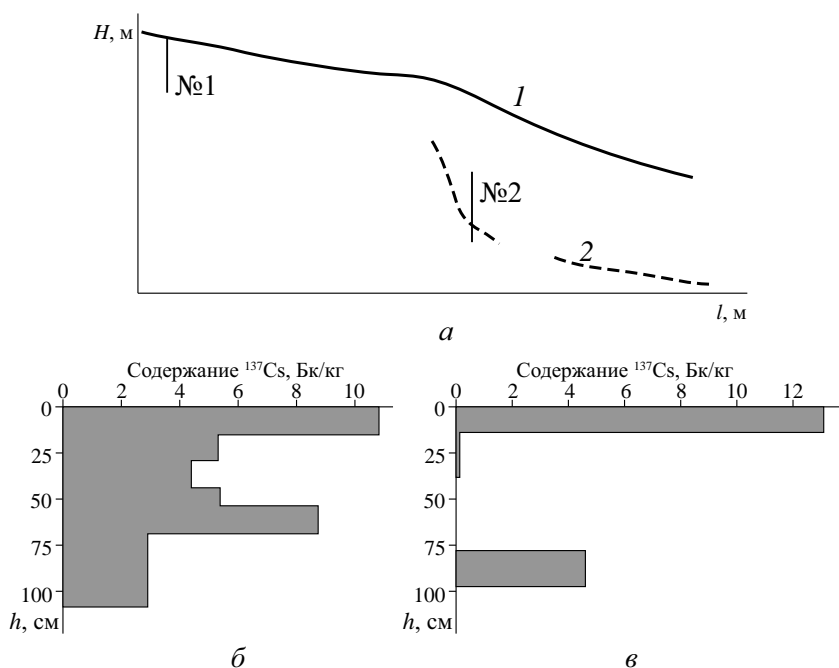


Рис. 3.17. Продольный профиль верховьев оврага Безымянный (Оренбургская область) и эпюры распределения ^{137}Cs в разрезах, расположенных до (разрез № 1) и ниже (разрез № 2) погребенной вершины оврага:

1 — современная поверхность днища; 2 — погребенное днище оврага

Если береговой овраг прорезает относительно пологий борт балки или долины, зоны аккумуляции наносов, расположенные в устьевой части и в вершине оврага, по мере заполнения постепенно распространяются навстречу друг другу (рис. 3.18).

В дальнейшем уклон днища в приустьевой части постепенно возрастает, и в итоге там формируется вторичный врез, который благодаря достаточно большому уклону днища быстро продвигается вверх по днищу. Одновременно происходит заполнение вреза наносами в месте его зарождения. При значительных объемах наносов, поступающих со склонов, циклы врезания и аккумуляции могут повторяться часто (с периодичностью в десятилетия). Оценивать среднесуточные мощности отложений в таких оврагах сложно, так как из-за неоднократно повторяющихся циклов вторичного врезания и аккумуляции значительная часть наносов, накопившихся за агрикультурный период, вынесена в днище долины, к которой привязано устье данного линейного понижения. Поэтому ненарушенные при вторичном врезании пачки агрикультурных отложений сохраняются лишь фрагментарно и могут иметь мощность до 1,5–2 м. В зависимости от интервала времени, для которого составляется баланс наносов, овраги, находящиеся на четвертой стадии развития, можно относить либо к транзитным (баланс наносов близок к 0), либо (в случаях оценок для короткого интервала времени) к аккумулятивным участкам. Основная масса наносов накапливается в конусах выносов.

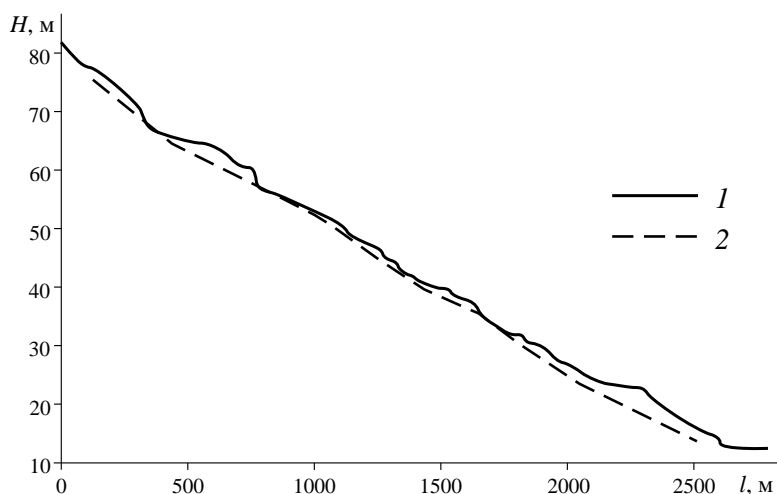


Рис. 3.18. Продольный профиль днища верховьев балки Сухой яр (бассейн р. Калауса, Ставропольский край):

1 — современная поверхность днища; 2 — кровля доагрикультурных отложений

При заполнении наносами *склонового оврага с относительно покатым уклоном днища* и большей в сравнении с двумя другими типами оврагов длиной процесс аккумуляции напоминает вариант заполнения линейных понижений гетерогенного происхождения, тяготеющих к истокам рек, когда темпы отложения наносов достаточно равномерны по длине. Отличие состоит лишь в большей крутизне и длине бортов склоновых оврагов. В результате в днищах таких оврагов при благоприятных для аккумуляции условиях может накапливаться значительное количество наносов.

Аккумуляция наносов по бортам балок — один из наиболее слабо исследованных процессов перераспределения наносов по пути их транспортировки со склонов междуречья в речную сеть. Часть наносов с пахотных склонов транспортируется в их днища *по зонам концентрации стока* (ложбинам), обычно имеющим продолжение

на задернованных бортах долин. Остальные наносы доставляются в днища неконцентрированными потоками непосредственно по относительно прямым в поперечном профиле бортам.

Аккумуляция наносов на бортах балок в момент отдельного ливня происходит крайне неравномерно и зависит от плотности дернового покрова, конфигурации конкретного участка склона, интенсивности стока воды и концентрации в нем наносов, а также присутствия на склоне старых напашей. Возможность количественной оценки слоя аккумуляции наносов появилась с началом использования в качестве маркера изотопа ^{137}Cs , поскольку он хорошо сорбируется почвенными частицами и в дальнейшем транспортируется только с ними. Анализ эпюр вертикального распределения ^{137}Cs позволяет судить о слое аккумуляции, отложившемся после выпадения радионуклида. Если аккумуляции наносов нет, максимум ^{137}Cs приходится на верхние 5 см. Смещение максимума вниз по глубине указывает на накопление отложившихся наносов, доставленных с вышележащих участков пашни склоновыми потоками, преимущественно непосредственно в верхней части задернованной части борта или у его подножия в месте сочленения с днищем долины. Если расходы воды, стекающей со склона, невелики, а мутность стока значительна, разгрузка потока от наносов может происходить в средней части склона. При этом среднееголетние темпы аккумуляции наносов на бортах долин могут достигать 1,5–2 см в год [Голосов, Иванова, 2000].

В балках и долинах ручьев и малых рек первого — второго порядка выделяется три участка по длине днища с различным соотношением между аккумуляцией и транзитом наносов (рис. 3.19).

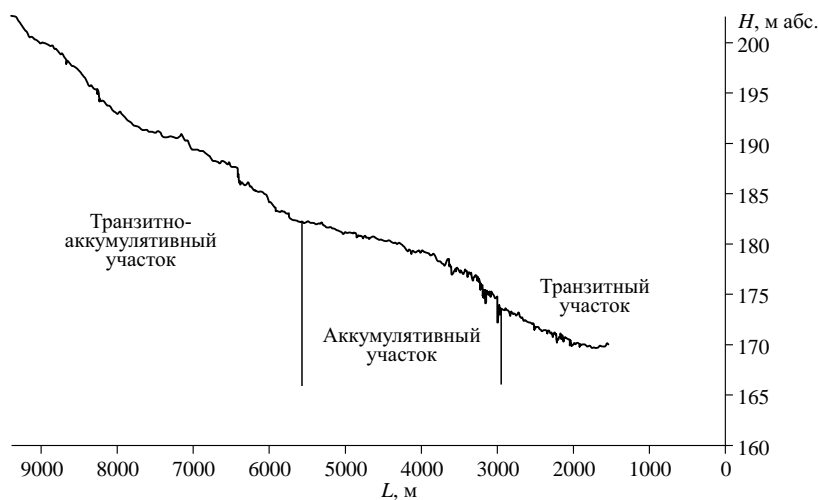


Рис. 3.19. Характерные продольный профиль и участки днища долины первого порядка южного мегасклона Русской равнины (водосбор Часовенков Верх, Тульская область)

Верхний участок — транзитно-аккумулятивный, который характеризуется постоянным уменьшением уклона с синхронным ростом слоя аккумуляции по мере нарастания площади водосбора. Для этого участка характерно плоское в поперечном сечении, слегка выпуклое днище с незначительным нарастанием ширины вниз по течению и слегка выпуклыми бортами. Центральную часть днища занимает аккумулятивный участок. Его отличительной чертой являются четко видные

изменения ширины днища с постепенным ее увеличением по длине. В поперечном профиле днища достаточно четко прослеживаются русло, а также фрагменты поймы и встречающиеся иногда фрагменты террас. В ряде случаев на этом участке формируются вторичные врезы, заполняющиеся по мере регрессивного отступления уступа вторичного вреза вверх по течению, характерна также асимметрия бортов склонов. Обычно это зона максимальной аккумуляции в пределах днища. Например, за шесть лет, прошедших с момента аварии на Чернобыльской АЭС, на таком участке днища балки водосбора Часовенков Верх накопилось 25 см наносов. Протяженность участка составляет не более половины общей длины основной долины.

Транзитный участок занимает приустьевую часть днища балки. Здесь имеется четко выраженное русло, представленное обычно донным врезом (или даже оврагом) с фрагментами поймы. Подавляющая часть транспортируемых наносов накапливается непосредственно в русле и на низкой пойме. На большем протяжении днищ донных врезом или оврагов накапливаются преимущественно отложения, содержащие ^{137}Cs , что свидетельствует о сравнительной молодости большинства донных оврагов, по крайней мере на юге лесостепной и степной зон Русской равнины [Голосов, 2006]. Иногда донный врез (реже овраг) может быть практически полностью заполнен наносами. На остальной части днища аккумулируются в основном наносы, поступающие с бортов долины. Это связано с тем, что транзитный участок приходится на зону, в пределах которой нарастание площади водосбора по длине сменяется сокращением прироста площади по мере приближения к устью. Вследствие этого заметно уменьшается объем наносов, поступающих в днище долины со склонов водосбора и из притоков, а основную долю составляют транзитные наносы, транспортируемые по днищу балки. Уклоны двух последних участков соответствуют в среднем характерным уклонам малых рек четвертого — пятого порядков (по классификации Н.А. Ржаницына [1985]). Отсутствие транзитного участка характерно для долин, базисом эрозии которых служит сильно заиленная наносами долина более высокого порядка.

Возникновение вторичного вреза практически на всем протяжении днища балок возможно, когда распашка склонов водосбора привела к значительному росту стока воды и наносов, но при этом подавляющая часть наносов переоткладывается в пределах склонов, днищ притоков основной балки или на конусах выноса, опирающихся на террасовые уровни или пойму. В этом случае развитие донного оврага не сдерживается избыточным поступлением наносов, а энергия потоков при экстремальных расходах воды используется на продвижение уступа вверх по течению. Подобная ситуация характерна для степной зоны, где помимо перечисленных естественных ловушек наносов практически одновременно с распашкой земель в небольших притоках были созданы многочисленные пруды, перехватывающие склоновые наносы до их поступления в основную балку (или долину реки). При этом емкость прудов была недостаточной для задержания полного стока воды и регулярно уменьшалась за счет заполнения пруда наносами.

Важными зонами интенсивной аккумуляции наносов в днищах балок являются конуса выноса балок-притоков, оврагов и ложбин (третий участок). При этом темпы аккумуляции наносов максимальны на конусах выноса активно растущих оврагов. Склоновые и береговые овраги, находящиеся в стадии активного роста (первой — второй стадии), являются существенным источником поступления наносов в балочные сети. Однако количественно оценить долю ов-

ражных наносов, образованных в процессе роста склоновых и береговых оврагов, откладывающихся на конусах выноса или переносимых вниз по днищу балки, пока невозможно.

Донные врезы и донные овраги играют важную роль в транспорте наносов в днищах балок, не имеющих постоянного водотока. Они могут возникать также в оврагах, находящихся на четвертой (завершающей) стадии развития, когда на основном их протяжении доминируют процессы аккумуляции наносов. Формирование донных врезов чаще всего происходит вследствие развития тоннельной эрозии (суффозии) с последующим обрушением дернины. Стимулятором ее развития часто является деятельность землероев. Формирование донного вреза также может быть обусловлено механическим воздействием на дернину, переувлажнением и последующим усыханием участка днища с образованием разрыва в дернине и т.п. Дальнейшее развитие донного вреза происходит самопроизвольно, а темпы его регрессивного отступления зависят от уклона днища выше по течению, положения вреза в днище относительно стрежня временного водотока выше уступа вреза и максимальных расходов воды сразу же после его образования.

Комбинация случайных факторов может приводить к развитию одних донных врезов и постепенному отмиранию и зарастанию других. После формирования эрозионной воронки ниже уступа вреза начинается его движение вверх по течению, происходящее за счет постепенного вымывания грунта из-под дернины с последующим ее обрушением. Среднегодовые скорости отступления уступов донных врезов и донных оврагов составляют несколько метров в год [Овражная эрозия..., 1990; Назаров, 1992; Рысин, 1998; Кравченко, 1998; Путилин, 2002]. В отдельных случаях годовой прирост донного оврага может составлять более 200 м [Баженова, Любцева и др., 1997]. Сопоставление объемов наносов, формирующихся за счет прироста донных врезов и аккумулирующихся непосредственно ниже по течению, показывает, что они соизмеримы [Кравченко, 1998]. К подобным выводам приводит и изучение баланса наносов на участке днища балки с донными врезами, полученного благодаря использованию изотопа ^{137}Cs [Panin et al., 2001]. На графике (рис. 3.20) отчетливо видно увеличение концентрации изотопа ^{137}Cs по мере удаления от уступа вторичного вреза вплоть до следующего уступа, что указывает на увеличения темпов переотложения наносов вниз по тальвегу балки по мере удаления от уступа донного вреза.

Преобладание местного переотложения наносов, формирующихся за счет развития донных оврагов в днище долин, выявлено для семиаридных условий юго-запада США [Patton, Schumm, 1981] и влажных тропиков юго-востока Австралии [Melville, Erskine, 1986]. В последнем случае на основании детального исследования отложений было подсчитано, что за 150 лет с момента начала развития донного оврага только 10% материала было вынесено за пределы водосбора, тогда как 90% вновь переотложилось в днище долины. Отсутствие зональных отличий показывает, что механизм перераспределения наносов, формирующихся за счет регрессивного отступления донных врезов в днищах балок, характеризующихся отсутствием постоянного стока воды, обусловлен особенностями транспорта наносов и прежде всего морфологией самого днища [Schumm, 1969].

Перемещения отдельных донных врезов по днищу происходит крайне неравномерно. Часто наблюдается слияние отдельных врезов. В результате формируются донные овраги, которые глубоко прорезают днища балок на большом протяжении. По существу они являются руслами и поэтому концентрируют весь

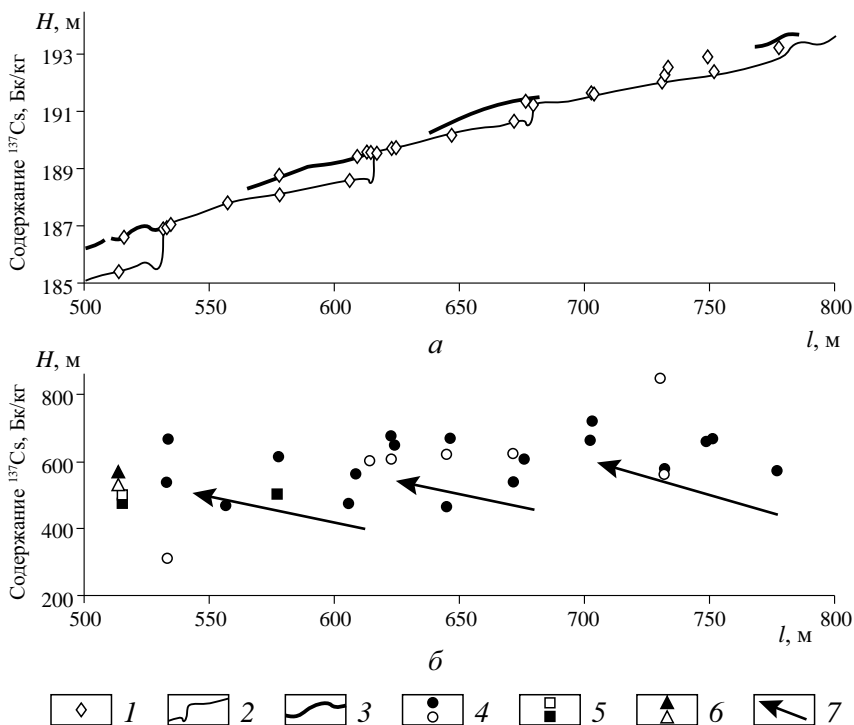


Рис. 3.20. Продольный профиль дна долины водосбора Лапки (бассейн р. Локны, Тульская область) (А) и изменения содержания изотопа ^{137}Cs по длине:

1 — точки измерения; 2 — профиль дна; 3 — профиль террасы. Измерения содержания изотопа ^{137}Cs (Б): 4 — в аккумулятивной части дна; 5 — на террасе; 6 — в транзитной части дна (точки темные — лабораторные измерения; точки светлые — измерения с помощью полевого детектора); 7 — тенденция изменения содержания изотопа ^{137}Cs в аккумулятивной части дна на участках между уступами вторичных врезов

временный сток воды и наносов, формирующийся на данном участке дна. Вследствие этого донные овраги относительно более стабильны во времени, чем донные врезы. Повторное вовлечение материала, отложившегося в днищах балок, в транспорт наносов происходит исключительно за счет отступления уступов донных врезов и развития в длину, ширину и глубину донных оврагов. Процессы врезания и последующей аккумуляции наносов в днищах балок происходят непрерывно ввиду саморегулирования эрозионно-аккумулятивных процессов. Это приводит к формированию в днищах балок нескольких уровней поймы. Детальное изучение изменений содержания радиоизотопов в современных отложениях по длине дна позволяет достаточно точно определить доленое участие различных экзогенных процессов в поставке наносов [Walling, Woodward, 1992].

Среднегоголетние темпы аккумуляции наносов в днищах балок варьируют в достаточно широких пределах даже для относительно однородной территории (табл. 3.4). Основные различия в интенсивности накопления наносов обусловлены наличием или отсутствием транзитной зоны в днище.

Средние темпы аккумуляции в днищах балок, сформировавшихся по типу речная долина — балка за период с начала интенсивного сельскохозяйственного освоения

Балочный водосбор	Физико-географическая область	Продолжительность интенсивного сельскохозяйственного освоения, лет	Темпы аккумуляции, мм/год	Наличие транзитной зоны в днище
Попов овраг	Окско-Донская низменность	100–140	13–9,3	–
Елховка	Общий Сырт	100–140	14–10	–
Гнилище	Среднерусская возвышенность	250–300	5,5–4,6	+
Степин рукав		250–300	6,5–5,4	+
Лапки		250–300	6–5	+
Часовенков Верх		250–300	8,8–7,3	+
В среднем			9–6,9	

Изменение условий формирования стока наносов на водосборе (например, вследствие сокращения площади пашни) ведет не только к уменьшению объема доставляемых со склонов наносов, но и к сокращению максимальных расходов воды в днищах балок, что снижает интенсивность донных размывов. Как показали наблюдения за стоком и механическим составом наносов в долине Гудвин Крик, сокращение площади пашни с 26 до 12% в 1982–1990 гг. привело к уменьшению концентраций тонких фракций наносов, песка и гравия на 62, 66 и 39% соответственно [Kuhnle et al., 1997]. Поскольку песок и гравий поступали исключительно за счет размыва днища, изменение режима поверхностного стока не меньше повлияло на его интенсивность, чем на снижение объемов склонового смыва.

Таким образом, объем стока воды и наносов, поступающих со склонов водосбора, и морфологические особенности днищ балок являются доминирующими факторами, определяющими как соотношение интенсивности эрозионных и аккумулятивных процессов по их длине, так и долю наносов, выносимых потоками за пределы данного водосбора. Остальные факторы играют подчиненную роль.

3.5.2. Региональные закономерности перераспределения наносов в овражно-балочной сети

Имеющиеся сведения о характере перераспределения наносов в овражно-балочной сети позволяют говорить о том, что доминирующую роль здесь играют азональные факторы. Среди них основными являются геологическое строение, литологический состав горных пород и отложений, история развития рельефа и сельскохозяйственное использование территории, которые в совокупности определяют морфологию современного рельефа.

Именно существенные отличия в морфологии рельефа позволяют в самом общем виде подразделять интенсивно используемую в сельском хозяйстве часть территории равнин умеренного климатического пояса на три основные зоны:

1) зону вторично-ледникового рельефа с доминированием переотложения наносов в пределах склонов междуречий и ограниченным поступлением продуктов эрозии в днища балок и долин верхних звеньев флювиальной сети;

2) зону древнего эрозионно-денудационного рельефа с преобладанием лессов в качестве почвообразующих пород, характеризующуюся преимущественной доставкой наносов со склонов в балки и днища долин малых рек и их переотложением в них;

3) зону предгорных равнин, возвышенностей и плоскогорий с неустойчивым балансом наносов в балках и долинах верхних звеньев флювиальной сети в связи с неравномерностью распашки склонов междуречий, пестротой литологического состава почвообразующих пород и климатическими флуктуациями, связанными с близостью горных массивов.

Области распространения *ледникового и вторично-ледникового рельефа* с преобладанием моренных и флювиогляциальных отложений охватывают территории плоскогорий, равнин и низменностей Канады и севера США от предгорьев Кордильер на западе до гор Аппалачи на востоке, северную часть континентальной части Европы от низменностей Голландии на западе [Ананьев, 1986] до возвышенности Северные Увалы на северо-востоке [Спиридонов, 1978]. Интенсивно вовлечена в сельскохозяйственное использование только сравнительно узкая полоса, проходящая по югу Канады, северу континентальной части западной и центральной Европы, югу Прибалтики, Белоруссии и выклинивающаяся в пределах Владимирского ополья восточнее г. Москвы. В азиатской части все области с распространением ледникового рельефа находятся в пределах зоны вечной мерзлоты, малопригодной для сельскохозяйственного производства. Однако процессы активного оврагообразования происходят в тундровой зоне в местах добычи углеводородов. Сравнительно молодой ледниковый рельеф характеризуется сочетанием разновысотных гряд и холмов, чередующихся с западинами и котловинами с весьма пестрым механическим составом рыхлообломочных отложений [Спиридонов, 1978]. Характерной особенностью ледникового и вторично-ледникового рельефа является его слабая освоенность линейной эрозией, что способствует плохому дренажу территории. Наличие многочисленных западин ведет к отложению наносов, смываемых с пахотных склонов, в понижениях междуречных пространств. Основными артериями по доставке наносов со склонов в долинную сеть являются ложбины стока талых ледниковых вод, которые имеют полигенетическое происхождение [Антонов и др., 1992].

В районах с умеренными и низкими темпами смыва основная масса наносов задерживается в пределах междуречий. Стационарные наблюдения за стоком воды и наносов в различных звеньях эрозионной сети на водосборе Сенокосная балка (среднее течение р. Протвы) показали, что практически 100% наносов, смываемых со склонов водосбора, откладываются у подножий пахотного склона и в залуженном понижении верховьев водосборного понижения [Голосов, 1986]. Об отсутствии современных агрикультурных отложений в основном днище Сенокосной и ряда других балок в бассейне р. Протвы свидетельствуют темпы аккумуляции наносов, измеренные с использованием радиоцезиевого метода. На преобладание аккумуляции наносов преимущественно в верховьях балок юга лесной зоны указывают данные наблюдений в бассейне р. Медвенки [Старостина, 1972]. На малых обрабатываемых водосборах юго-запада мелкохолмистых равнин Канады основное перераспределение наносов происходит внутри пашни [Moulin et al., 1994; Pennock, 1997]. Суммарная аккумуляция наносов за весь период интенсивного земледельческого освоения в днищах долин данной зоны составляет не более 25–30 см за почти 300-летний период освоения [Литвин, 2002].

В ареалах с интенсивным смывом, расположенных обычно в зоне ледникового рельефа в пределах конечно-моренных гряд и возвышенностей, накопление наносов агрикультурного происхождения наблюдается в примыкающей к пахотным склонам долинной сети. Так, в днищах балок Смоленско-Московской возвышенности за период интенсивного сельскохозяйственного использования местами накопилось более 1 м наносов [Ларионов и др., 1990; Belyaev, Wallbrink et al., 2004]. Некоторые возвышенности, расположенные внутри области распространения ледниковых отложений, не перекрывались ледником и сложены с поверхности дочетвертичными отложениями. Здесь пашня отделена от долин крутыми склонами, на которых образовались овраги, как это наблюдалось на возвышенности Дриф-тлес Эриа, расположенной на севере штате Висконсин [Sartz, 1978]. По оврагам наносы с пашни доставлялись в днища долин и накапливались на пойме и в русле. Мощность таких отложений за период с 1830-х гг., т.е. с начала земледельческого освоения, до второй половины XX столетия составила 3,5–4 м [Trimble, Lund, 1976].

В пределах низменностей, сложенных водно-ледниковыми отложениями, при прокладке искусственного дренажа на обрабатываемых склонах (например, на юго-западе штата Онтарио в районе Великих озер) наносы с пашни непосредственно поступают в речные русла по дренажным канавам [Stone, Saunderson, 1996]. В результате 70–100% речных наносов имеет склоновое происхождение [Wall et al., 1982].

В целом отличительными чертами овражно-балочной сети в зоне распространения вторично-ледникового рельефа, влияющими на характер перераспределения наносов в ее пределах, являются: постепенное нарастание относительных превышений местных водоразделов над днищами и рост уклонов днищ по мере приближения к речным долинам, т.е. невыработанность продольного профиля днищ; малая приточность по длине; значительная пространственная неравномерность распространения, обусловленная различиями в особенностях отложения рыхлообломочных ледниковых отложений различного механического состава.

Далее к югу протягивается прерывистая зона с *денудационно-аккумулятивным рельефом*, характеризующаяся сочетанием моренных поверхностей, водораздельных и долинных зандров и отличающаяся большой пестротой механического состава четвертичных отложений. В Северной Америке данная зона располагается к югу и юго-западу от Великих озер вплоть до Аппалачей, а в Европе охватывает низменности центра Русской равнины. Отличительной особенностью рельефа этой зоны является малая густота долинного и овражного расчленения с обширными слабодренированными поверхностями на междуречьях и широкое распространение лессовидных суглинков. Более высокая в сравнении с областью распространения вторично-ледникового рельефа современная интенсивность эрозионных процессов в этой зоне связана с климатическими условиями, увеличением площади пахотных земель и доли пропашных культур в севооборотах. В совокупности это способствуют более интенсивному накоплению наносов в днищах балок [Norton, 1984, 1986; Иванова, Голосов и др., 1998], несмотря на небольшие относительные превышения рельефа.

Иной характер перераспределения наносов в пределах верхних звеньев эрозионной сети наблюдается в перигляциальных зонах, где основными почвообразующими породами междуречий являются различные разновидности лессов. В Северной Америке лессы доминируют в северо-западной части Великих равнин на междуречье Миссисипи и Миссури и предгорных равнинах штатов Южная Дакота,

Небраска и Канзас. После интенсивного сельскохозяйственного освоения этих земель в середине XIX в. произошли увеличение склонового стока в 2–3 раза и рост максимальных расходов воды в 10–50 раз, что в свою очередь способствовало интенсивному врезанию рек, дренирующих данную территорию [Piest et al., 1976]. Ускоренному врезанию рек способствовало также искусственное спрямление их русел [Daniels, 1960]. Например, за период с 1845 до 1975 г. русло р. Таркио (приток р. Миссури) расширилось в 4 раза и углубилось в 3–3,5 раза. В результате в овражно-балочной сети этой территории с момента интенсивного сельскохозяйственного освоения произошло активное врезание, а интенсивная аккумуляция с заилением русла охватила приустьевые участки рек третьего — четвертого порядков. Обследования 107 долин самых малых рек и балок общей протяженностью 2478 км на западе штата Айова показали, что 87% из них находится в нестабильном состоянии. Участки с интенсивным врезанием и расширением русла имеются в 97 речных долинах, а их суммарная протяженность составляет 56% от общей протяженности долинной сети. На участки с аккумуляцией приходится около 20%. Только 4% общей протяженности сети составляют преимущественно отдельные водотоки первого порядка, находящиеся в ненарушенном состоянии [Hadish, 1997].

Вледниковые равнины западной и центральной Европы в большинстве своем перекрыты лессами и лессовидными суглинками различной мощности. Длительное сельскохозяйственное освоение этих территорий способствовало интенсивному преобразованию рельефа под воздействием эрозионно-аккумулятивных процессов. В различных частях лессового пояса Германии этап активизации эрозионных процессов пришелся на первую половину XIV в., когда наблюдался мощный всплеск овражной эрозии, приведший к выносу гигантского количества наносов в речные долины. В этот период площади пахотных земель в Германии достигли 55%, а среднегодовой смыв почвы с пашни за 1313–1341 гг. составил 3 мм [Bork H.R., Bork H. et al., 1998]. Пик эрозии пришелся на 1342 г., когда в среднем за год было вынесено 50 мм почв в пересчете на все эродлируемые земли. Аналогичная динамика эрозионно-аккумулятивных процессов за период сельскохозяйственного освоения земель выявлена и для области распространения лессов в Великобритании [Evans, 1993; Favis-Mortlock et al., 1997]. К настоящему времени в ранее погребенных долинах произошло вторичное врезание [Bork H.R., Bork H. et al., 1998]. Уклоны современных долин первого — второго порядков в лессовом поясе Западной Европы различны. Для одних более характерна аккумуляция наносов [Takken, Beuselinck et al., 1999], тогда как для других — эрозия или их транзит [Desmet, Poesen et al., 1999].

Лессовые отложения перекрывают возвышенности центра Русской равнины — области распространения *эрозионно-денудационного рельефа*. Местами здесь встречаются ледниковые отложения, но их мощность невелика. Как показывает плащеобразный характер залегания четвертичных отложений на неровностях кровли коренных пород, эрозионное расчленение южной половины Русской равнины сложилось к началу плейстоцена. Густота овражно-балочной сети изменяется в интервале 0,2–2,9 км/км² при глубине расчленения 80–310 м [Спиридонов, 1978]. Структурные особенности дочетвертичных отложений предопределили различия в типах эрозионного расчленения южной половины Русской равнины [Соболев, 1948], которое влияет на перераспределение наносов в днищах балок и долин и его изменения по их длине. Отличительными особенностями верхних звеньев эрозионно-денудационного рельефа являются: выработанность продольного профиля балок с плавным уменьшением уклонов эрозионной сети перигляциальной зоны

от истока к устью; высокая приточность долин первых порядков, обуславливающая неравномерность темпов переотложения наносов по длине; закономерное изменение густоты долинно-балочной сети в зависимости от состава дочетвертичных отложений; амплитуда и продолжительность континентального этапа развития рельефа, возрастающие с юга на север; широкое распространение слабоустойчивых к эрозии лессов и лессовидных отложений.

Формирование овражно-балочной сети на *предгорных равнинах, возвышенностях и плоскогорьях внеледниковой части равнин умеренного пояса* в значительной мере обусловлено близостью горных массивов, отличающихся более активным по сравнению с платформенными участками суши тектоническим режимом и значительной пестротой коренных пород, прорезаемых речными долинами. Это сказывается на высокой пространственной неравномерности глубин базисов эрозии по площади, что в свою очередь определяет различия в перераспределении наносов в верхних звеньях флювиальной сети. При условии массовой распашки земель основным фактором, контролирующим направленность эрозионно-аккумулятивных процессов, является интенсивность смыва почв со склонов. Так, отличительной особенностью развития эрозионно-аккумулятивных процессов на предгорных равнинах востока США в XVIII–XIX вв. стала ускоренная аккумуляция наносов в балках и речных долинах верхних звеньев флювиальной сети, достигшая своего максимума к началу XX в., что явилось следствием ускоренной эрозии почв на склонах при массовой распашке земель, начавшейся с XVIII в. Мощность антропогенно обусловленной аккумуляции в днищах балок достигала 3,5–4 м [Trimble, 1974; Jacobson, Coleman, 1986]. После проведения почвоохранных мероприятий на водосборах произошло существенное снижение темпов смыва, что привело к врезанию русел в отложившиеся ранее агрикультурные наносы [Trimble, 1974].

Характер вертикального расчленения долинной сети на Зауральском плато существенно отличен от такового на предгорных равнинах Аппалачей. Уклоны рек первого порядка превышают 0,01, что позволяет относить их к полугорному типу [Чалов, 1979]. Изменение стока наносов со склонов, последовавшее вслед за массовой распашкой земель, произведенной в середине 1950-х гг., привело к исчезновению водотоков в днищах долин рек второго и третьего порядка в последующие годы [Иванова, 1990]. Однако этот процесс не коснулся долин рек первого порядка, так как протекающие по ним потоки обладают повышенной транспортирующей способностью вследствие значительных уклонов русла. Поэтому они явились зоной транзита наносов, поступающих со склонов в днища долин больших порядков.

Алтайская равнина характеризуется высоким уровнем земледельческого освоения и, как следствие, высокой интенсивностью эрозионно-аккумулятивных процессов в овражно-балочной сети. Доля наносов, доставляемых со склонов в днище балок и долин малых рек, возрастает с запада на восток с увеличением расчленения территории и благодаря росту количества и интенсивности прироста в длину оврагов [Демин, Маринин, 1976]. В результате в днищах балок и долин рек первых порядков преобладают процессы аккумуляции наносов, что ведет к их постепенному заилению [Демин, 1993].

Интенсивная аккумуляция наносов в долинах рек первых порядков Бийско-Чумышской возвышенности совпала с периодом освоения целинных земель в середине XX в. До этого времени площади пашни не превышали 30%, а смыв почв со склонов не оказывал существенного влияния на сток наносов рек. После распашки целинных земель пахотный клин вырос до 70–80%, что привело к росту как склонового смыва, так и темпов прироста оврагов [Путилин, 1988]. В результате

интенсивная аккумуляция охватила днища долин первого–четвертого порядков [Брюханов, 1991].

Для предгорных равнин и межгорных котловин Восточной Сибири более характерны маревые долины, отличающиеся большой шириной днища. В то же время водотоки первого порядка имеют уклоны, соответствующие уклонам горных русел. Это способствует высокой устойчивости русел рек к заилению, поскольку значительная часть наносов, поступающих с обрабатываемых склонов непосредственно в маревые долины или через водотоки первого порядка, аккумулируется у тыловых швов, оттесняя русло к осевой части долины; при этом только незначительная часть наносов достигает водотоков.

3.6. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОВРАЖНО-БАЛОЧНОЙ СЕТИ

Русла водотоков в овражно-балочной сети представляют собой первичную форму проявлений русловых процессов, но в то же время их нельзя рассматривать как уменьшенную копию русел малых и тем более средних и больших рек. Это связано с временным характером потоков, их маловодностью, связанными с ней специфическими свойствами гидравлики самих потоков и механизмами взаимодействия с грунтами, перемещения наносов, увеличением роли множества внешних факторов в формировании русел и процессов на склонах и в днищах, со стадией развития эрозионной формы. К специфическим факторам, проявляющимся только в оврагах и балках и часто определяющим формирование их русел, относятся образование заломов, деятельность бобров, наледеобразование, суффозия, склоновые процессы и др. В то же время основные факторы формирования русел в оврагах и балках также имеют свою специфику. Сток воды в овражно-балочной сети непостоянен, он отсутствует в течение продолжительных отрезков времени, исчезает на определенных участках оврага или балки. Водный режим существенно отличается от режима рек той же территории из-за меньшей доли или отсутствия грунтового питания. Это приводит к тому, что руслоформирующими расходами для водотоков в овражно-балочной сети являются экстремальные расходы половодья или паводков очень низкой обеспеченности [Тарбеева, 2006].

Ледовый режим также своеобразен: из-за меньшей теплоемкости потока требуются меньшие значение и продолжительность отрицательных температур для промерзания русла, формирования ледостава, образования наледей. Наледи формируются возле стволов упавших деревьев и скоплений веток (валежника), частично или полностью перегораживающих русло, способствуя образованию зимой возле них льда и сплошному промерзанию русла. К началу половодья наледь не успевает растаять, и поток, обходя ее, в том числе по надпойменным поверхностям, формирует новое русло [Тарбеева, 2007].

Определенное влияние на формирование русел ручьев в оврагах и балках оказывает двухпиковое прохождение половодья. При таянии снега на открытом овражном водосборе в поток поступают только продукты смыва почв, тогда как грунты в овраге находятся еще в мерзлом состоянии; они либо транзитом выносятся вниз по течению, либо аккумулируются в снеге, еще залегающем на дне оврага. При таянии снега на бортах и днище оврага поток повышенной водности размывает русло ручья, формирует побочни и осередки, отличающиеся большой динамичностью.

Отличительной особенностью стока наносов в овражно-балочной сети является его неравномерность по длине водотока и во времени, а также крайнее разнообразие

разии состава наносов. В целом для водотоков овражно-балочной сети характерен повышенный сток наносов, что связано с большими уклонами и размывающей способностью потоков, а также значительным поступлением наносов с площади водосборов при условии их распашки. Контрастность водного режима приводит к резкому изменению расхода наносов во времени, а также по длине водотока, с чем связано образование зон аккумуляции и размыва. Так, в балках донные врезы часто чередуются с областями аккумуляции — внутренними дельтами.

Благодаря большим уклонам в овражно-балочной сети возникают специфические формы перемещения наносов — аблювиальный эффект [Маккавеев, Калинин, 1968], структурные (селевые, водоснежные) потоки [Любимов, Перов, 2001]. Специфической особенностью состава наносов водотоков в овражно-балочной сети является большая доля растительных остатков: бревен, веток, листьев и пр. (рис. 3.21).



Рис. 3.21. Побочень в русле малого временного водотока, полностью сложенный сухой листвой (Приморье). Фото А.М. Тарбеевой

Специфика геолого-геоморфологических условий формирования русел малых водотоков связана с их большими уклонами, бурным режимом потоков и, как следствие, развитием русел горного типа даже в условиях равнин. Близко расположенные к руслу крутые, часто незадернованные склоны активно участвуют в поступлении материала в русло и оказывают на него непосредственное воздействие через склоновые процессы (например, оползни).

В овражно-балочных формах в определенных случаях коренные породы выходят непосредственно в русло, поэтому неоднородности геологического строения играют большую роль в форме продольного профиля водотока.

Отличительной особенностью овражно-балочной сети является наличие в верховьях (в оврагах — всегда, в балках и на плакорах — часто) русел горного типа. Если для них принять в качестве показателя размеров водотока площадь его водосбора $< 1 \text{ км}^2$, то критические уклоны, определяющие переход от одного типа руслового процесса к другому, в этих условиях будут характеризоваться сле-

дующим образом: из-за высокой шероховатости и малой глубины спокойный поток и равнинный тип русла сохраняются до уклонов 35‰; полугорному руслу соответствуют уклоны 25–40‰; горному с развитыми аллювиальными формами — 40–80‰; с неразвитыми аллювиальными формами — 60–125‰ и порожисто-водопадному — > 80‰ [Тарбеева, 2007]. Русло ручья обычно заполняет почти все днище оврага, но в балках и на плакорах оно может сопровождаться неким подобием поймы, а на удалении от истока и в низовьях — собственно поймой. Вследствие этого поступление материала с бортов оврага, балки, долины в русло зависит от формы эрозионного вреза: каньонообразный, V-образный, U-образный (ящикообразной, террасированной, трапециевидной или неясно выраженный). Соотношение между шириной (b_p) и глубиной (h) русел изменяется в широких пределах [Веретенникова, 1991] в зависимости от водности потока: при малых расходах (менее 10 л/с) $b_p/h \sim 50$, на пике половодья ($Q > 300$ л/с) $b_p/h < 8-10$. Очевидно, это связано с врезанным типом русла при дефиците руслообразующих наносов: русло формируется потоком половодья; при отсутствии аккумулятивных форм руслового рельефа поток расплывается в нем при малых расходах воды. В этих условиях первичные изгибы русла или отдельные острова возникают возле отдельно стоящих деревьев, лежащих на дне камней (валунов), завалов древесины или выступов подстилающих или слагающих берега прочных горных пород. Вниз по течению по мере формирования поймы соотношение b_p/h в разные фазы водного режима меняется на обратное: чем больше расход воды, тем оно больше.

Специфические факторы русловых процессов разнообразны и имеют региональную специфику. Их можно разделить на биогенные (заломы, деятельность бобров) и абиогенные (наледи, суффозия, оползни, карст, термокарст и другие экзогенные процессы). Эти факторы определяют специфику формирования русловых форм, а также их динамику. Так, причинами формирования излучин в руслах водотоков овражно-балочной сети часто являются упавшие деревья, крупные обломки горных пород, оползневые тела, неровности исходного рельефа и др., причинами образования островов — наледи, приводящие к образованию рукавов обтекания, бобровые ходы, обвалившиеся со склонов блоки горных пород. Причинами перестройки русел на значительном протяжении являются также заломы, наледи, бобровые плотины, оползни, сильные паводки с селепроявлением.

Характерными особенностями оврагов являются их интенсивный рост в длину и глубину, на фоне которого происходит образование русловых форм, возникают большие уклоны, приводящие к образованию бурных потоков и русел горного типа, а также отсутствие постоянного водотока.

По длине оврага выделяются три морфологических участка: привершинный, среднего течения и приустьевой, завершающийся конусом выноса. Они различаются характером эрозионно-аккумулятивных процессов и спецификой формирования русла.

Привершинный участок оврага характеризуется регрессивным продвижением вверх, наличием привершинного перепада, быстрым врезанием, каньонообразным поперечным профилем с незадернованными склонами. Формирование русла оврага начинается выше его вершины в тальвеге водосборного понижения, где происходит концентрация потока, попадающего в вершину оврага. В процессе регрессивного роста оврага вершина наследует исходный рельеф водосборного понижения. В результате исходный рельеф водосборного понижения оказывает влияние на морфологию русла оврага.

Собственно вершина оврага образована нависающим эрозионным уступом, ниже которого формируется каньонообразный эрозионный врез. Иногда в вершине оврага развивается тоннельная эрозия, а эрозионный уступ прикрыт дерниной [География..., 2006]. В период формирования поверхностного стока на вышележащем водосборе в вершине оврага возникает водопад, под которым образуется водобойный котел. Развитие этого участка по морфологии и динамике аналогично формированию горного порожиисто-водопадного русла реки [Чалов, 1979], но отличается от него зачастую рыхлым составом пород и большими скоростями развития. Водобойный котел вместе с уступом регрессивно перемещается вверх, наследуя «несформировавшееся» русло в водосборной ложбине.

Ниже водопада в овраге с каньонообразным поперечным профилем формируется прямолинейное или полого извилистое врезанное русло в отвесных, а местами нависающих бортах каньона. Аккумулятивные формы в русле отсутствуют, так как материал, принесенный водотоком с водосбора, поступающий со склонов и от размыва дна, полностью выносится вниз по течению. В русле часто наблюдаются микроступени, которые быстро смещаются вверх по течению. Поступление материала в русло происходит за счет обрушения склонов, преимущественно на спаде расходов воды, и носит «катастрофический» характер, так как объем обрушающегося материала сопоставим с объемом самого русла. Во время следующего процесса формирования стока воды этот материал полностью или частично выносится вниз по течению, а материал, попавший в русло со склонов после половодья, накапливается в нем до следующего периода мощного стока.

По мере врезания русла происходит закрепление его положения и формирование врезанных излучин. В течение 20 лет проводились наблюдения за образованием и развитием одной из излучин в верхней части Егорова оврага (Боровская УНС МГУ). Начальный этап образования излучины связан с влиянием дерева, растущего на левом берегу оврага, корневая система которого обусловила отклонение потока и образование побочня в ее скоростной тени. По мере врезания оврага за 20 лет побочень превратился в незатапливаемую шпору врезанной излучины высотой около 0,5 м (рис. 3.22). По мере развития излучины происходили увеличение ее крутизны, а также смещение вниз по течению. За первые 10 лет



Рис. 3.22. Врезанная излучина Егорова оврага во время половодья. Фото А.М. Тарбеевой

наблюдений (с 1985 по 1995 г.) врезание русла составило 0,8 м, размыв правого берега — 0,95 м. При этом в отдельные годы скорости врезания русла превосходили скорости боковой эрозии. За следующие 10 лет наблюдений (с 1995 по 2006 г.) скорости деформаций заметно снизились, а скорости врезания русла превысили скорости горизонтальных деформаций. Врезание русла составило 0,2 м, размыв правого берега — 0,13 м, левого — 0,15 м. Таким образом, процессы саморазвития излучины (увеличение ее крутизны и смещение) сочетались с процессами развития самого оврага (чередование этапов врезания и стабилизации).

Рост оврага происходит за счет удлинения его вершины, поэтому возраст форм русла уменьшается вверх по течению. Морфометрический анализ формирующихся в верхнем течении оврага излучин показал, что закономерного изменения их параметров по длине оврага не наблюдается [Тарбеева, 2007]. Это можно объяснить тем, что образование первичных излучин оврага и потенциал их развития полностью подчинены влиянию случайных факторов: неровностей исходного рельефа, корневых систем и стволов упавших деревьев на пути потока, оползания склонов и т.д.

По мере регрессивного смещения вершины, обрушения и подмыва склонов эрозионный врез расширяется и приобретает сначала V-, а затем U-образную форму. Бывший привершинный участок трансформируется в участок *среднего течения*. Здесь продолжается углубление и происходит расширение оврага. В русле появляются аккумулятивные формы — побочни, оно становится адаптированным, огибая фрагменты зачаточной поймы, сформировавшейся из материала перемыва склоновых отложений, а также возле различных препятствий в русле — корней, упавших стволов деревьев и др.

Если овраг прорезает коренные или грубообломочные породы, в нем формируется русло горного типа с крупнообломочным составом наносов. Поток имеет бурный характер. В русле происходит дифференциация наносов по составу, образуются ступени, нередко с участием упавших деревьев или крупных обломков горных пород. Ступени смещаются вниз или вверх по течению, происходит образование новых ступеней, например, при падении в русло деревьев или скоплении веток (рис. 3.23). Такие формы в горных реках получили название древесно-аллювиальных ступеней.



Рис. 3.23. Ступень в русле Егорова оврага, образованная с участием растительных остатков.
Фото А.М. Тарбеевой

Деформации русла связаны главным образом с перемещением крупных обломков, сопоставимых с глубиной потока, путем аблювиального эффекта [Маккавеев, Калинин, 1968]. Развитие таких русел в целом аналогично развитию порожисто-водопадного русла или русла с неразвитыми аллювиальными формами горных рек [Чалов, 1979].

Овражные русла с развитыми аллювиальными формами имеют специфику, отличающую их от горных речных русел того же типа. В отличие от горных рек аккумулятивные формы в оврагах сложены более мелким материалом, образуются на спаде половодья и полностью выносятся при следующем подъеме воды. Расположение побочней и перекаатов в руслах оврагов нередко обусловлено наличием местных препятствий — корнями и стволами упавших деревьев, резкими изгибами русла [Веретенникова, 1998], возникающими вследствие распространения трудноразмываемых горных пород.

При больших уклонах и большом объеме рыхлого материала во время сильных ливней или высокого половодья возможно формирование селевых потоков [Любимов, Перов, 2001]; соответствующий облик приобретает и русло оврага.

На *приустьевом* участке оврага средние уклоны тальвега снижаются. Здесь может наблюдаться постоянный водоток, овраг приобретает U-образный поперечный профиль, в днище появляются пойма и террасы, связанные с перемещением русла, периодическим отложением наносов и врезанием русла после мощных половодий или паводков.

В устье оврага обычно образуется конус выноса, в пределах которого поток расплывается (рис. 3.24), образуется несколько периодически смещающихся рукавов, меженный поток часто фильтруется в рыхлые отложения. Здесь же образуются аккумулятивные селевые формы — валы и гряды.



Рис. 3.24. Конус выноса Егорова оврага в р. Протву (д. Сатино, Боровская УНС МГУ).
Фото А.М. Тарбеевой

По сравнению с оврагами балки характеризуются большими площадями водосборов, большими расходами воды и в среднем меньшими уклонами. В отличие

от оврагов склоны расположены дальше от русла, хотя при подходе русла к коренному берегу они оказывают на него существенное влияние. Основными особенностями русел в балках являются частая смена по длине участков врезания и аккумуляции наносов. С изменением уклонов продольного профиля происходит смена типов русла — от горного порожиисто-водопадного в вершине донного вреза до полного занесения русла наносами в области направленной аккумуляции. Русло может формироваться не только временным водотоком, но и постоянным.

На участках развития вторичных эрозионных врезов в днище балки и донных оврагов формирование русел в целом аналогично развитию русел в вершинах оврагов: здесь формируется прямолинейное или полого извилистое русло, существенную роль играет обрушение материала с незадернованных склонов.

На участках, где появляется постоянный водоток, расход воды увеличивается, происходит образование врезанного русла равнинного типа, преимущественно извилистого или прямолинейного. Постепенное уменьшение высоты шпор к вершинам большинства излучин в балках центра Русской равнины свидетельствует об одновременном смещении и врезании русла на последнем этапе развития балки. В настоящее время у большинства балочных русел в лесной зоне Русской равнины вогнутые берега задернованы, что свидетельствует о недостаточной мощности потока. Некоторые излучины имеют высокую степень развитости, что свидетельствует о недостаточной мощности половодья для их спрямления. Однако переформирования русел в балках все же происходят и носят зачастую катастрофический характер. Связаны переформирования с экстремальными паводками и влиянием внешних факторов — наледей, заломов и деятельности бобров.

Спрямления русла часто происходят по бобровым каналам на пойме. Так, по наблюдениям в русле Чолоховского ручья две смежные излучины в течение семи лет не меняли своей морфологии, хотя степень развитости l/L одной из них достигала 4,13. Берега излучин были преимущественно задернованы, их смещения не наблюдалось. Осенью 2011 г. бобрами в шпорах излучин были прорыты подземные ходы, которые полностью перехватили меженный сток и 20–30% стока половодья. Поверхность шпоры над бобровыми ходами просела, и в половодье стал возможен перелив через нее воды. Мощность половодья 2012 г. была недостаточной для спрямления излучин; однако уже в 2013 г. сток на нижней омегагоидной излучине полностью перешел в новое русло.

Многолетние наблюдения в балках центра Русской равнины (бассейн р. Протвы) показали, что на формирование русла на участках с постоянным водотоком существенное влияние оказывают наледи, не характерные для более крупных водотоков данной территории. Формирование наледей наблюдается в наиболее холодные зимы в балках с небольшим, но постоянным грунтовым питанием в зимний период [Тарбеева, 2008; Тарбеева и др., 2011]. Наледи образуют в руслах ледяные пробки, которые не успевают растаять к началу половодья и оказывают существенное влияние на поток половодья, создавая подпорные участки и заставляя поток искать новые пути. С ними связано формирование рукавов, обтекающих наледи, и островов, образование широких незадернованных участков русла — аналогов наледных полей (рис. 3.25), спрямление излучин при переливе воды через шпоры.

На участках, где наблюдается уменьшение уклонов по длине балки, приуроченных к верхним частям областей внутрибалочной аккумуляции, происходит уменьшение глубины русла вплоть до его полного погребения под наносами. На таких участках поверхностный сток наблюдается только во время половодья,

в межень он фильтруется в балочные отложения. Русло здесь может образовывать свободные излуины. Часто формируются высокие прирусловые валы, а само русло вследствие аккумуляции наносов может находиться выше поверхности поймы в тыловой части днища.



Рис. 3.25. Характерный наледный участок русла ручья в балке Язвицы:
а — 15 апреля 2012 г., б — 30 апреля 2012 г.

Ручьи в балках имеют русло, часто пассивно приспособленное к литогенной основе, образующее в зависимости от нее и растительности, в том числе травяной, либо изгибы, либо прямолинейные отрезки. В балках русло может быть как врезанным, так и широкопойменным. При этом смена одного другим нередко сопровождается исчезновением русла, которое погребается под слоем отложений, образовавшихся из наносов, вынесенных с вышележащих врезающих участков или из оврагов, расчленяющих их склоны. Русло заносится, и поток либо формирует новое русло, либо фильтруется в собственные отложения [Тарбеева, 2007].

Чередование участков донных врезов и областей аккумуляции может неоднократно наблюдаться по длине балки. В соответствии с ними происходит изменение типов русла.

Таким образом, направленное врезание или аккумуляция наносов в днище овражно-балочной сети определяет тип русловых процессов (равнинный или горный) и геоморфологические условия формирования русел (они бывают врезанными, адаптированными или широкопойменными). Наиболее характерными чертами динамики русел в овражно-балочной сети являются сопоставимость масштабов вертикальных и горизонтальных деформаций, чередование резких переформирований с периодами устойчивости. Переформирования по всей длине русла связаны с экстремальными событиями: паводками, прорывами плотин; локальные — с деятельностью бобров, прорывом заломов, образованием наледей, сходом оползней, перегораживающих русло.

Корневая система деревьев и кустарников, растущих по берегам ручьев, упавшие деревья, валуны, оползни и обрушения берегов, даже сравнительно небольшие, определяют многие детали морфологии русел, обуславливая образование озеровидных расширений, изгибов береговой линии, скопления наносов в зонах подпора и «скоростной тени». К такому же эффекту приводит крупногабаритный мусор, сбрасываемый населением в овраги и балки (автомобильные покрышки, колеса и пр.).

Глава 4

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ В РЕКАХ (РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ)

4.1. МЕХАНИЗМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОТОКА И РУСЛА И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В РУСЛОВОМ РЕЛЬЕФЕ

В теории руслового процесса центральным является постулат о взаимодействии потока и русла. Он восходит к работам Н.С. Лебявского [1897] и был сформулирован М.А. Великановым [1955]. Развивая высказанные ими положения, Н.И. Маккавеев [1955, с. 137–139] писал: «Процессы развития рельефа речного русла в основном определяются взаимодействием движущейся воды, перемещаемых водой наносов и слагающих ложе потока грунтов... В наиболее общей форме процесс руслообразования можно определить как процесс «отображения» поверхностью твердой среды (т.е. грунтами, слагающими ложе) особенностей движения воды и перемещаемых ею наносов. Исследование процессов развития форм рельефа русла нельзя отрывать от исследования структуры потока».

Изучение структуры потока в широком диапазоне длин волн на основе продолжительных (до 10–16 ч) временных реализаций пульсаций скоростей потока [Гринвальд, Никора, 1988; Сидорчук, 1981, 1992] выявило в непрерывном энергетическом спектре макротурбулентности наличие квазипериодических образований трех основных масштабов — смещающихся вниз по течению энергонесущих структур потока: 1) с длиной порядка глубины потока; 2) с длиной порядка ширины потока; 3) с длиной порядка шага излучин русла. Изучение пространственных реализаций скоростей потока, измеренных или рассчитанных по морфологии русла, выявило также наличие медленных (квазистационарных) структур потока таких же масштабов [Сидорчук, 1992, Sidorchuk, 1996].

Спектральный анализ длинных (до нескольких сотен километров) пространственных реализаций морфологических элементов речного русла (глубин, ширин, площадей живого сечения) показал континуальность руслового рельефа — непрерывность его спектра. В то же время на этом непрерывном спектре отчетливо проявляется дискретность руслового рельефа — наличие комплексов русловых форм с близкими морфометрическими характеристиками. Эти комплексы характеризуются теми же пространственными масштабами, что и структурные образования руслового потока.

Соответствие структур руслового потока и структур руслового рельефа, их взаимная приспособленность в результате взаимодействия свидетельствуют о наличии единого механизма образования и развития структуры потока и русла, что полностью подтверждают положения М.А. Великанова и Н.И. Маккавеева.

Взаимодействие потока и русла в виде отображения квазипериодических, характеризующихся непрерывным спектром с ярко выраженной дискретностью, медленно смещающихся структур потока проявляется в морфологии размываемого речного русла. В результате в русле, в котором поток переносит наносы во влекомой форме, образуются квазипериодические, медленно смещающиеся грядовые формы руслового рельефа с дискретно-непрерывным спектром. Для их количественного описания наиболее эффективен метод малых возмущений. Применяя этот метод для исследования генезиса грядового рельефа [Гришанин, 1974; Знаменская, 1968,

1976; Callander, 1978; Сидорчук, Михинов, 1985], К.В. Гришанин [1974, стр. 62] так характеризует сложившуюся ситуацию: «В своей совокупности исследования... позволяют высоко оценить вклад, внесенный методом малых возмущений в решение проблемы о происхождении волнообразного рельефа подвижного дна. Будучи применен после многих лет исканий и догадок, метод малых возмущений поставил, наконец, решение этой проблемы на научную основу». Здесь наиболее важны работы Р. Калландера [Callander, 1969], Г. Паркера [Parker, 1976], И. Фредсо [Fredsoe, 1978] и А.Е. Михинова [1983], в которых проведен специальный анализ решений двумерных уравнений движения потока и деформации дна русла, который приводит к следующим заключениям.

1. Метод малых возмущений предельно чувствителен к степени упрощения уравнений трехмерной гидродинамики при выводе уравнений двумерной гидравлики. Поэтому при осреднении по глубине трехмерных уравнений необходимо максимально сохранять влияние всех эффектов, связанных с изменчивостью потока по вертикали, прежде всего наличия динамического давления и поперечной циркуляции.

2. Соответственно форма уравнений должна быть такова, чтобы процедура линеаризации уравнений могла быть проведена с минимальной потерей членов.

3. Геометрия малых возмущений гидравлических характеристик потока должна быть задана в максимально общей форме, чтобы спектр волн возмущений был непрерывен как в продольном, так и поперечном направлениях.

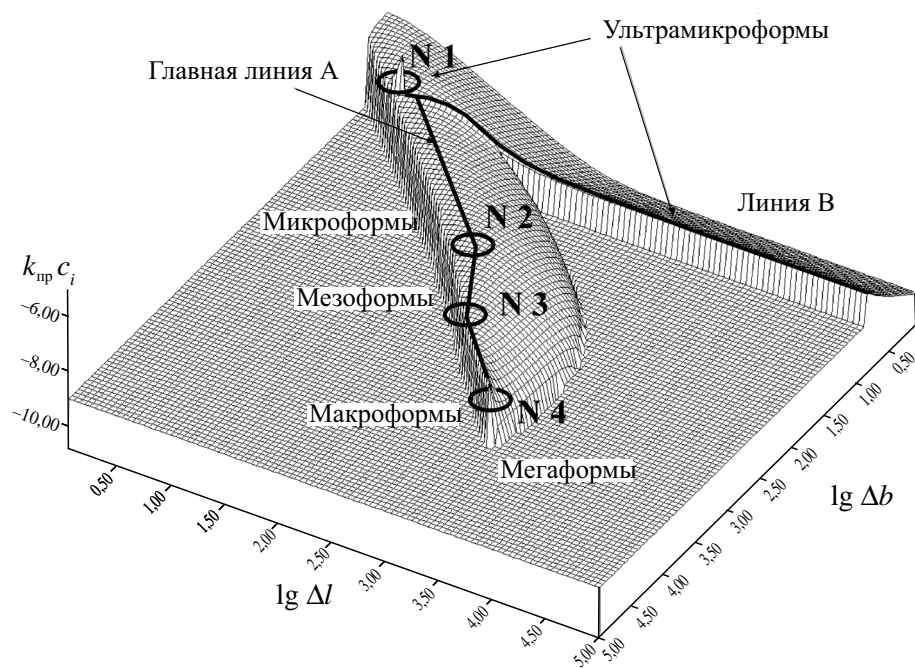


Рис. 4.1. Двумерный спектр волн возмущений дна руслового потока и главные типы этих возмущений (линиями показаны ось двумерных ультрамикрорформ и осевая линия максимума спектра; овалами — перегибы осевой линии N 1, N 2, N 3, N 4 и границы между типами возмущений; Δl — длины волн возмущений в продольном, Δb — в поперечном направлениях; $k_{np} c_i$ — скорости роста амплитуды волн возмущений на единицу длины волн)

Результаты решения удобно представить в виде двумерных спектров по волновым числам. Эти спектры непрерывны как в продольном, так и в поперечном направлениях, что совпадает с результатами исследований реального руслового рельефа. Одновременно эти спектры характеризуются сложным рельефом; можно выделить несколько областей с различными типами зависимостей между скоростью увеличения амплитуды возмущений (в том числе ундуляций дна русла) c , и их длиной Δl и шириной Δb (рис. 4.1):

1) область устойчивых возмущений, в которой образования русловых форм не происходит;

2) область двумерных коротковолновых возмущений с хорошо выраженным максимумом скоростей роста амплитуды волн при их длинах порядка глубины потока. На главной линии спектра A здесь выделяется отчетливый максимум скорости роста амплитуд волн (на рис. 4.1 ему соответствует точка N1), что свидетельствует о наличии трехмерной составляющей у этих возмущений. Верхней границей области является линия B :

$$\Delta l = 6,3h_{\text{осн}} \text{Fr}, \quad (4.1)$$

где $\text{Fr} = \frac{V}{\sqrt{gh_{\text{осн}}}}$ — число Фруда; $h_{\text{осн}}$ — глубина основного потока; g — ускорение свободного падения. Будем называть ее областью самых малых гряд или ультрамикрорформ;

3) область трехмерных возмущений с максимумом скорости роста амплитуды, которая приходится на главную диагональ спектра при $\Delta l = \Delta b$, т.е. эти волны изометричны в плане. Верхней границей области является линия (на рис. 4.1 точка N2)

$$\Delta l = 8,2h_{\text{осн}} \exp(2,0\text{Fr}) \quad (4.2)$$

при $0,1 < \text{Fr} < 0,9$ — это область малых гряд или микроформ;

4) область трехмерных возмущений с максимумом скорости роста амплитуды также на главной линии спектра. Но здесь $\Delta l > \Delta b$, т.е. эти волны вытянуты в плане, и степень вытянутости увеличивается с увеличением длины волны возмущения. Верхней границей области является линия (на рис. 4.1 ей соответствует точка N3)

$$\Delta l = 12,6h_{\text{осн}} \frac{C^2}{2g} \exp(-1,8\text{Fr}), \quad (4.3)$$

где C — коэффициент в формуле Шези. Будем называть данную область областью средних гряд или мезоформ;

5) область трехмерных возмущений с хорошо локализованным максимумом в точке N4:

$$\Delta l = 6,28h_{\text{осн}} \frac{C^2}{2g} \text{Fr}^{-1} \text{ при } 0,1 \leq \text{Fr} \leq 0,5;$$

$$\Delta l = 62,8h_{\text{осн}} \frac{C^2}{2g} \exp(-3,1\text{Fr}) \text{ при } 0,5 < \text{Fr} < 1,0. \quad (4.4)$$

Эти волны также вытянуты в плане, и степень их вытянутости зависит от гидравлического сопротивления, кинетичности потока и интенсивности поперечной циркуляции:

$$\frac{\Delta l}{\Delta b} = \sqrt{\frac{C^2 \gamma_0}{g} - 1}, \quad (4.5)$$

где γ_0 — коэффициент в формуле И.Л. Розовского [1957] для расчета интенсивности поперечной циркуляции на повороте потока. Будем называть данную область областью больших гряд или макроформ;

б) область трехмерных длинноволновых возмущений со слабо выраженным максимумом скорости роста амплитуды. Характеризуется значительной вытянутостью по потоку ($\Delta l \gg \Delta b$). Будем называть ее областью самых больших гряд или мегаформ.

Предлагаемая форма уравнений и их решение являются развитием представлений Р. Калландера [Callander, 1969], Г. Паркера [Parker, 1976], И. Фредсо [Fredsoe, 1978] и А.Е. Михинова [1983], в которых использованы более простые системы уравнений плановой гидравлики Сен-Венана и Буссинеска. В уравнениях Буссинеска учитываются эффекты изменения по вертикали динамического давления потока. Это позволило А.Е. Михинову [1983, 1985] выявить моду самых коротких возмущений с длиной волны порядка глубины потока (ультрамикромформ). Но в уравнениях Буссинеска не учитывается поперечная циркуляция в потоке, что приводит к потере информации о моде длинноволновых возмущений (макро- и мегаформ). В уравнениях Сен-Венана [Callander, 1969, Parker, 1976, Fredsoe, 1978] не учитываются поперечная циркуляция и динамическое давление. Спектр волн возмущений, получаемый при анализе этих уравнений, не содержит локальных максимумов, скорость роста амплитуды возмущений монотонно уменьшается с увеличением длины волны.

В иерархическом комплексе форм рельефа речного русла насчитывается от 4 до 10 уровней, обычным является наличие 6–8 уровней. Так, на нижней Вычегде выделяются рифели, дюны трех уровней, осередки и побочни двух уровней, а также излуцины, причем уже как формы самого русла [Сидорчук, 1989, 1992]. Реальный русловой рельеф еще более сложен, чем это может выявить линейный анализ волн возмущений. Однако результаты теоретических разработок являются хорошей базой для классификации руслового рельефа и объективной дефиниции типа русловой формы при сопоставлении рельефа русел разных рек в разных гидравлических условиях.

Для этой цели на график в координатах число Фруда F_r — безразмерное волновое число $\frac{2\pi h_{\text{осн}}}{\Delta l}$ нанесены границы между теоретически определяемыми областями развития возмущений потока различного типа (рис. 4.2). Так как положение части границ зависит также от величины гидравлического сопротивления, было принято значение коэффициента Шези $C = 40$. На этот же график положены точки для грядовых форм различных типов (и отчасти форм русла), которые образовались в различных гидравлических условиях на реках и в экспериментальных лотках.

Многочисленные данные о характеристиках самых малых донных форм — рифелей (гряд Д, по Н.И. Алексеевскому [1987]) в больших лотках и измерения на Тереке, Нигере, Лене, Оби и Вычегде плотно располагаются на графике возле линий, соответствующих максимуму роста амплитуды теоретических двумерных и трехмерных ультрамикромформ.

Малые донные формы — дюны различных размеров (дюны первого и второго порядков или гряды Г и В, по Н.И. Алексеевскому [1987]) соответствуют области микромформ. Эти донные формы наиболее распространены и выделяются

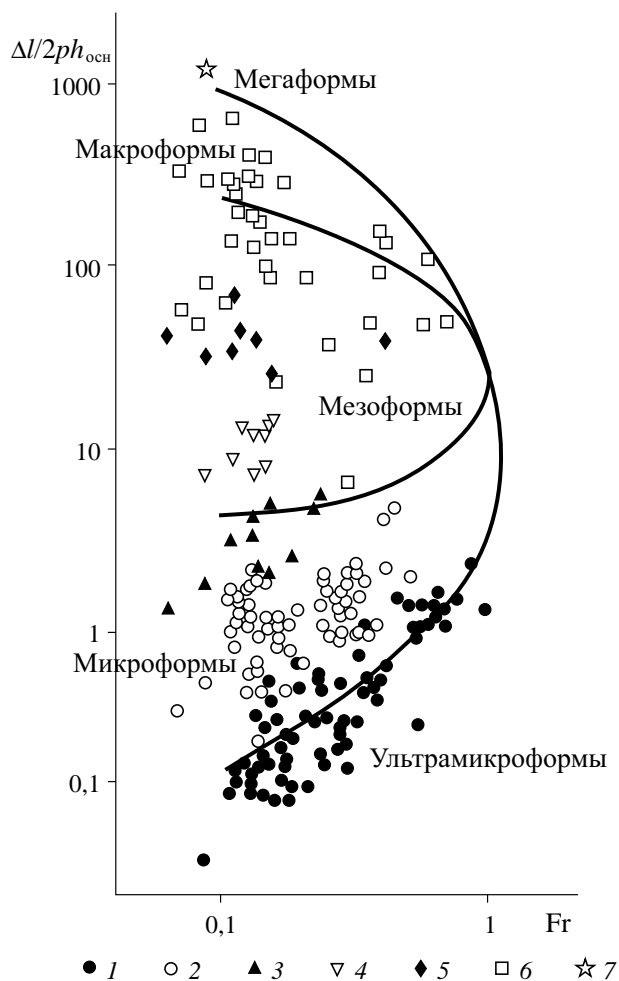


Рис. 4.2. Сопоставление теоретических типов возмущений речного дна и русловых образований (донных форм, русловых форм и элементов форм русла) в больших лотках и реках: 1 — рифели (гряды Д, по Н.И. Алексеевскому); 2 — дюны 1 (дюны, гряды Г); 3 — дюны 2 (заструги, гряды В); 4 — дюны 3, побочни (осередки) 1 (шалыги, гряды Б); 5 — побочни (осередки) 2 (песчаные волны, гряды Б); 6 — побочни (осередки, гряды А), в том числе покрытые пойменным наилком и заросшие формы; 7 — формы, образованные рукавами

на многих крупных реках с песчаным аллювием (на рис. 4.2 нанесены данные по Амазонке, Миссисипи, Джамуне, Заиру, Нигеру, Волге, Оби, Енисею, Лене, Яне, Пуру, Вычегде, Тереку, Днестру). Они видны на спектрах отметок дна рек и больших экспериментальных лотков в виде локальных максимумов спектральной плотности [Nordin, 1971; Сидорчук, 1992]. Обычно таких максимумов несколько. В то же время такие максимумы отсутствуют на теоретическом спектре возмущений, в области микроформ нет предпочтительной длины волны с наибольшей скоростью роста амплитуды. Видимо, появление этих максимумов в донном рельефе реальных рек объясняется нелинейными эффектами взаимодействия потока и русла. Эти эффекты тесно связаны с локальными гидравлическими условиями формирования дюн и заструг. Во всяком случае точки для дюн разных рек и для

одной и той же реки располагаются по всей области микроформ без видимой закономерности, т.е. их положение во многом зависит от местного сочетания факторов.

Области мезоформ соответствуют как крупные донные формы (крупные дюны), так и русловые формы, влияющие на конфигурацию меженного русла, — песчаные волны, осередки и побочни. Граница между крупными донными формами и мелкими русловыми формами в естественных реках достаточно неопределенная. В высокую воду русловые формы затоплены и находятся под воздействием потока, поэтому часть из них относится к категории донных форм. В низкую воду крупные донные формы могут обсыхать и влиять на конфигурацию меженного русла. Так, небольшие осередки и даже острова верхней Оби попадают в пограничную зону между областями микроформ и мезоформ. Для таких русловых образований особенно важно определить верную номенклатуру, так как длина микроформ и мелких мезоформ увеличивается с увеличением кинетичности потока, а длина крупных мезоформ и макроформ уменьшается при увеличении числа Фруда.

Области макроформ в основном соответствуют крупные побочни и осередки, а также острова и излучины русла. Как и в случае дюн, эти формы наиболее широко представлены в естественных речных руслах, им отвечает отчетливый максимум на спектре отметок дна [Сидорчук, 1992]. На теоретическом спектре для волн возмущений также выделяется хорошо обособленный максимум скорости роста амплитуды макроформ (точка N4 на рис. 4.1).

Еще одним классом русловых форм являются формы большой длины и малой относительной ширины. Они исследованы в меньшей степени. Длинные парные вихри с горизонтальными осями, вытянутыми по потоку, наблюдал в экспериментальных лотках А.И. Лосиевский [1934]. С такими вихрями стали связывать возникновение продольных узких грив и ложбин в лотках с размываемым руслом [Nezu, Nakagawa, 1989], в естественных руслах им соответствуют параллельно-рукавные разветвления [Чалов, 2008], распространенные на верхней Оби, нижней Лене, Северной Двине, Мезени, Печоре. Они формируются в широком и относительно неглубоком русле, когда на значительном расстоянии река протекает двумя рукавами, слабо связанными между собой лишь короткими поперечными протоками и разделенными цепью островов. Возможно, теоретические мегаформы соответствуют таким русловым процессам и формам русла.

Взаимодействие между потоком и руслом приводит к образованию в системе поток — русло нового свойства — структурности. Она проявляется в потоке в виде квазистационарных волновых и вихревых образований в широком диапазоне длин волн — от порядка глубины потока и до многих ширин потока. Этот континуум волн и вихрей «отображается» в размываемом русле в виде континуума русловых форм самых различных размеров — от ряби и рифелей до меандров и систем разветвлений рукавов рек. К.В. Гришанин [1974, с. 47] полагает, что «неравномерный рост возмущений с различными длинами волн приводит к выделению доминирующей длины волны и тем самым преобразует широкий спектр возмущений скорости в узкополосный спектр возмущений поверхности дна». Теория малых возмущений показывает, что в одних случаях взаимодействие потока и русла действительно приводит к сужению спектра русловых образований относительно спектра структур потока — таково образование ультрамикроформ (рифелей). В других случаях широкому диапазону размеров структур потока соответствует также широкий диапазон длин русловых форм — таковы микроформы и мезоформы. Для этих русловых образований объективно сложно найти однозначные связи с гидравлическими характеристиками потока. Еще более сложным

является вопрос о соответствии теоретических макроформ и русловых образований в реках.

4.2. ФОРМИРОВАНИЕ ГРЯДОВОГО РЕЛЬЕФА РЕЧНОГО РУСЛА

Взаимодействие в системе поток — русло и транспорт наносов приводят к формированию неровностей поверхности дна или руслового рельефа. В зависимости от особенностей этой системы русловой рельеф на конкретном участке реки отличается большей или меньшей сложностью структуры. Она характеризует результирующий эффект происходящего или прошлого взаимодействия (обмена минеральными частицами) между потоком воды и русловыми отложениями на участке реки.

Элементами руслового рельефа являются *гряды*. Гряды — собирательный термин, обозначающий подвижное морфологическое образование, формирующееся под влиянием взаимодействия потока воды, наносов и русловых отложений, имеющее характерный вид в продольном и поперечном разрезе. На равнинных реках со спокойными потоками и песчаным составом наносов длина гряд L_r существенно превышает их высоту h_r , т.е. действует отношение $h_r/L_r \ll 1$. Гряды отличаются между собой также по ширине b_r : $b_r \leq b_p$, где b_p — ширина русла. Они занимают часть или всю поверхность дна. Одни гряды двухмерны, пологи (обладают шириной и длиной, которые существенно больше их высоты); другие — трехмерны. Для трехмерных гряд крутизна обычно возрастает по сравнению с двухмерными грядами. При определенных гидравлических условиях и гранулометрическом составе русловых отложений гряды могут отсутствовать. Ширина части русла реки b_a , на которой формируются гряды, называется *активной шириной русла*. Обычно

$$b_a \leq kb_m, \quad (4.6)$$

где b_m — ширина меженного русла; $k = 0,75$ — эмпирический коэффициент [Алексеевский, 1990].

Гряды могут образовывать иерархию, в которой одни (меньшие по размерам) гряды формируются на поверхности более крупных русловых форм [Алексеевский, 1998; Ромашин, 1964; Сидорчук, 1992].

Гряды способны изменять свое пространственное положение во времени, т.е. они перемещаются вдоль направления водного потока с некоторой скоростью C_r . Скорость их перемещения — сложная функция факторов. Различают *активное* и *пассивное* смещение элементов руслового рельефа [Знаменская, 1968, 1976; Сидорчук, 2015]. В годовом цикле возможны периоды активного, пассивного и (или) смешанного типа смещения гряд [Алексеевский, 1998; Гончаров, 1962].

Увеличение среднего диаметра русловых отложений сопровождается изменением параметров гряд [Знаменская, 1968, 1972] и сложности структуры руслового рельефа [Алексеевский, 1998]. В условиях промерзания верхней толщи русловых отложений гряды обычно не перемещаются [Алексеевский и др., 1996].

Различают две группы методов выделения грядовых форм руслового рельефа на картах (планах) русла в изобатах, эхолотных профилях, вертикальных разрезах рельефа (продольных и поперечных) или плановых изображениях — дискретные и континуальные. Дискретную процедуру последовательного выделения гряд различных иерархических уровней (размеров, рангов, порядков) на продольных профилях можно назвать пошаговой интерполяцией. Ее можно проводить как сверху вниз [Сидорчук, 1992], так и снизу вверх [Алексеевский, 1987]. В первом случае на профиле дна реки или на плане русла (линия или поверхность «0») выделяются

точки (линии), в которых градиент меняется с отрицательного (нулевого) на положительный. Эти особые точки (линии) фиксируют ложбины между грядами. Затем ложбины объединяют плавной линией (поверхностью) «1», которая отделяет самые мелкие гряды (первого порядка) на дне реки от более крупных. На линии (поверхности) «1» отмечают точки (линии), в которых происходит смена градиента с отрицательного (нулевого) на положительный, их объединяют линией (поверхностью) «2». Линиями (поверхностями) «1» и «2» ограничивают гряды второго порядка. Описанная процедура повторяется до тех пор, пока на профиле (поверхности) дна не останется ни одной точки смены градиента с отрицательного (нулевого) на положительный (рис. 4.3). Линия (или поверхность) самого высокого порядка для данной совокупности русловых форм будет соответствовать отрицательной форме рельефа русла.

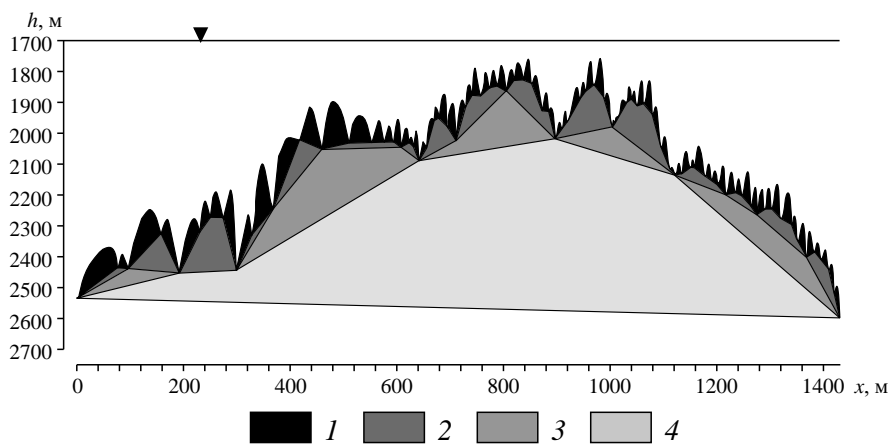


Рис. 4.3. Применение метода последовательной интерполяции для выделения гряд разных уровней иерархии на продольном профиле дна русла:
1–3 — дюны разных размеров; 4 — песчаные волны

Во втором случае наиболее крупная форма руслового рельефа дна выделяется на известной (для данной реки) характерной длине l_x (равной длине переката) по двойной смене знака градиента $\partial z/\partial x$ (или уклона дна I_d) вдоль нижней огибающей грядовой поверхности (рис. 4.4). Повторное использование этого приема выше первой огибающей позволяет выделять все более мелкие гряды. Процедура повторяется до тех пор, пока в продольном профиле поверхности дна не останется участков, по длине которых градиент отметок дна дважды изменяет свой знак.

Каждая выделенная «пошаговой интерполяцией» группа русловых форм определенного иерархического уровня (порядка) в каждый момент времени характеризуется набором морфометрических характеристик (измеренных для отдельных гряд), которые можно подвергнуть статистической обработке. Параметры этих распределений (обычно первые два — три момента) выступают в качестве дискретных показателей уже для всей группы гряд речного русла.

Континуальные методы выделения форм руслового рельефа не требуют выделения отдельных гряд, а основаны на обработке поля (или, чаще, рядов) вертикальных отметок единой поверхности (линии). Шаг квантования не должен превышать $1/10$ – $1/20$ длины выделяемой русловой формы, а отрезок реализации должен быть не меньше 20 – 100 длин выделяемых форм.

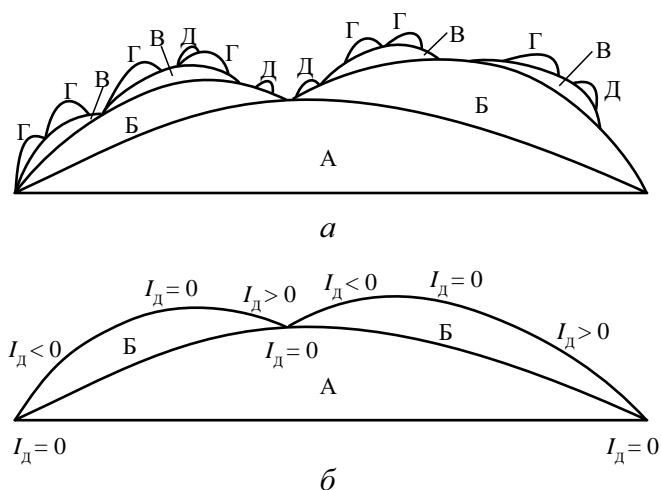


Рис. 4.4. Схема выделения однотипных гряд в иерархии (по методу Н.И. Алексеевского [1987]) (а) и измерения I_d — уклона дна русла в пределах гряд А и Б (б); А, Б, В, Г — типы гряд

Полученные ряды отметок дна русел (или других непрерывно изменяющихся параметров — ширины, площади живого сечения, кривизны оси русла) подвергаются спектральному и корреляционному анализу. По расстояниям между максимумами корреляционных функций и по длинам волн, соответствующих максимумам спектральной плотности, определяются длины (шаги) русловых форм. Функции спектральной плотности позволяют также оценить долю общей дисперсии ряда, которая приходится на диапазон длин русловых форм, выделившихся в виде пика. Так определяется средняя высота этих форм.

С помощью одной функции спектральной плотности сложно описать формы руслового рельефа существенно разных размеров. Более целесообразно из одной и той же непрерывной реализации отметок дна для выявления форм разных размеров выбирать отрезки разной длины и квантовать их с разным шагом, исходя из вышеуказанных рекомендаций, а в дальнейшем (после проведения спектрального анализа) совмещать функции спектральной плотности, относящиеся к разным диапазонам длин. Соотношение длин отрезков должно быть таким, чтобы длина отрезка реализации, по которому выявляются более мелкие русловые формы, не менее чем в 6 раз превышала длину интервала квантования отрезка, по которому выявляются более крупные формы.

В результате спектрального анализа выделяются не отдельные гряды, а их группировки по близости длины, ширины и высоты гряд. В результате сразу определяются характерные морфометрические параметры групп гряд. Обычно значения этих параметров несколько отличаются от значений, полученных при группировке русловых форм дискретными методами.

Методы дискретного и континуального анализа грядового руслового рельефа имеют как положительные, так и отрицательные стороны и при совместном использовании хорошо дополняют друг друга (рис. 4.5).

В ходе дискретного анализа выделяются отдельные гряды каждого иерархического уровня, изучаются свойства каждой из них, влияние всей системы на эту конкретную форму, и наоборот. Возможна оценка не только средних параметров

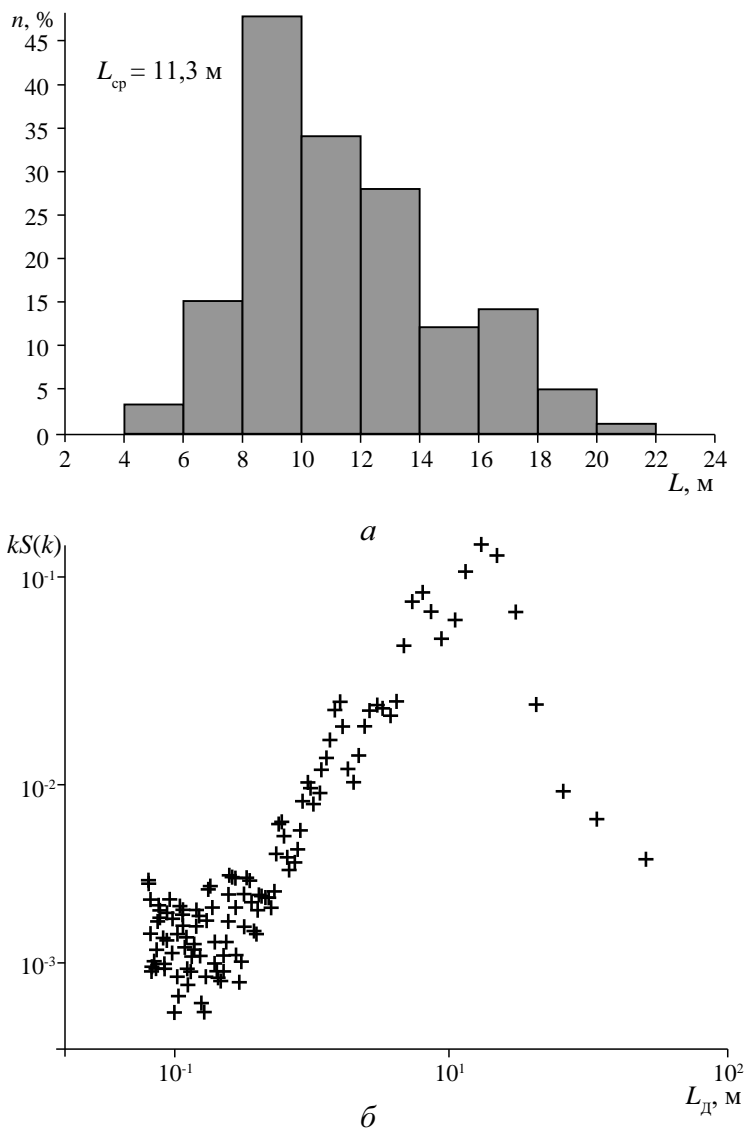


Рис. 4.5. Характеристики длин дюн, полученные методами дискретного (а) и непрерывного (б) анализов (р. Вычегда, перекал Веселый):
 а — гистограмма длин дюн (n — число измерений); б — функция спектральной плотности отметок дна $kS(k)$ на единицу длины дюн L_d

составляющих каждую группу (порядок) русловых форм, но и характера кривых распределения параметров форм, их моментов.

Непрерывный анализ обезличивает конкретные русловые формы, приводит к прямому выявлению их ансамблей по основным морфометрическим параметрам без трудоемкой операции дискретизации, поэтому он более объективен и особенно эффективен при большой сложности руслового рельефа. Однако спектральный анализ обычно основан на использовании разложения массива данных в ряд Фурье по ортогональным тригонометрическим функциям. Несинусоидальность

большинства русловых форм приводит к увеличению широкополосности спектра и уменьшению точности определения характерных морфометрических параметров. Морфометрический анализ гряд руслового рельефа позволяет заключить, что в русловом процессе дискретные и континуальные свойства переплетены и дополняют друг друга.

Как и большинству сложных систем, грядовому рельефу русла присуще иерархическое строение: каждый элемент системы является частью более крупного элемента и, в свою очередь, состоит из более мелких элементов. Иерархическое строение приводит к образованию в системе структурных уровней организации. Понятие «структурный уровень» было введено Н.Е. Кондратьевым [1953; Кондратьев, Ляпин, Попов и др., 1959], который выделил три основных структурных уровня руслового рельефа — микроформы, мезоформы и макроформы, описал их главные свойства. Однако он не сформулировал определения структурного уровня руслового рельефа и не дал четких признаков отнесения русловых форм к тому или иному структурному уровню.

Первые классификации гряд относятся к концу 1940-х гг. В той или иной степени они уже учитывали существование микро-, мезо- и макроформ руслового рельефа. Так, в классификации К.И. Россинского и И.А. Кузьмина [1947] выделены *рифели, заструги и песчаные волны, перекаты*. К этой близка классификация Американского общества гражданских инженеров [Nomenclature..., 1966], которая включает в себя бары (*bars*) — крупные гряды, определяющие конфигурацию меженного русла, и мелкие донные формы (*bed forms*), которые разделяются на рябь (*ripples*) и дюны (*dunes*). Согласно представлениям ГГИ [Кондратьев и др., 1982] в структуре грядового руслового рельефа представлены микро- и мезоформы; макроформы — уже иная категория — это крупные русловые образования, включающие пойму. Н.С. Знаменская [1968, 1976] лабораторное разнообразие гряд-микроформ, которые отличают крутизна и скорость смещения, связывает с изменением числа Фруда и подвижностью частиц аллювия. В условиях высококинетичных потоков формируются *антидюны* — гряды, перемещающиеся вверх по течению [Знаменская, 1968, 1976; Kennedy, 1969]. Дальнейшее развитие этих классификаций шло в сторону их усложнения и выделения все новых и новых элементов. К. Ричардс [Richards, 1980] выделяет донные формы, промежуточные между рябью и дюнами, называемые мегарябь. Д. Аллен [Allen, 1983] различает до 2–4 порядков гряд. Аналогичный подход применяет В.В. Лысенко [1983], который обозначает порядки гряд цифрами, начиная нумерацию с самых крупных. Н.И. Алексеевский [1987, 1989] обозначает гряды разных иерархических ступеней буквами русского алфавита, при этом буква «А» присваивается наиболее крупным грядам — побочным перекатов, а более мелкие гряды по мере их упрощения и уменьшения длины обозначаются Б, В, Г и Д. Гряды Д и Г относятся к микроформам руслового рельефа. Мезоформы руслового рельефа включают два вида: гряды В и Б. Наиболее крупные гряды (гряды А) являются макроформами руслового рельефа [Чалов, 2008]. По А.Ю. Сидорчуку [1984, 1988], развитый комплекс руслового рельефа обычно состоит из следующих типов (групп) активных и пассивных гряд (по мере увеличения размеров): 1) рябь; 2) рифели; 3) дюны; 4) заструги; 5) шалыги; 6) песчаные волны; 7) побочни (осередки, ленточные гряды).

В литературе встречается мнение, что сложное строение рельефа речного русла, многочисленность форм руслового рельефа разной длины определяются наличием в речном русле русловых форм, образованных при иных гидравлических условиях и ином гидрологическом режиме, сохранившихся в русле в силу инер-

ционности процесса его трансформации [Знаменская, 1992; Allen, 1978]. Такие релаксационные (обычно пассивные) структуры в рельефе речного русла несомненно имеются и часто (в межень) составляют его основу. Поэтому при анализе структуры руслового рельефа необходимо выявить фазу развития русловых форм — активную или пассивную. Измерения, проводимые в данный момент дают некоторый временной срез в годовой и многолетней динамике состояния этих гряд. Он может существенно отличаться от средних или экстремальных характеристик состояния всех типов русловых форм.

Создание общей классификации гряд затруднено рядом причин. Структура грядового рельефа речного русла характеризуется большой сложностью, усугубленной возможностью одновременного существования активных и пассивных грядовых русловых форм. Существует также масштабный эффект изменения линейных и динамических характеристик гряд при увеличении водоносности (размера) водного потока. Это приводит к вероятности ошибочного отнесения небольших по размеру гряд к микроформам, хотя по структурному положению в иерархии русловых форм они могут соответствовать мезо- или макроформам руслового рельефа малых рек или лабораторных потоков. Наоборот, в руслах больших рек крупные гряды могут оказаться как мезо-, так и микроформами. Введение некоторых диапазонов изменения длин гряд [Кондратьев и др., 1982, с. 219] в качестве критерия отбора однотипных форм руслового рельефа или введения масштабных коэффициентов, равных относительной глубине потока, [Знаменская, 1976] решает эту проблему лишь частично.

Для классификации гряд принципиальное значение имеет ранжирование отдельных грядовых русловых форм и их групп в иерархическом ряду. Ранжирование должно учитывать: 1) иерархическое соподчинение гряд и их групп в пределах морфологически однородного участка одной реки; 2) морфодинамическое соответствие грядовых русловых форм и их групп одинакового ранга на разных реках. В каждый конкретный момент в данном конкретном русле может существовать неполный иерархический ряд грядовых русловых форм, и тогда их ранжирование по относительным размерам и положению в иерархии является неполным и приводит к смещению некоторых морфодинамических типов гряд в другой ранг. Еще сложнее эта задача становится при сравнении иерархических рядов на разных реках, где относительное смещение рангов гряд даже полных рядов весьма вероятно. Для решения этой проблемы необходимо привлечение теории возникновения и эволюции грядовых русловых форм, которая позволяет построить теоретический каркас для упорядочивания эмпирических данных и найти гидравлические условия для выделения пяти комплексов русловых форм — структурных уровней (см. рис. 4.1, 4.2): 1) самые малые гряды (ультрамикроформы), 2) малые гряды (микроформы), 3) средние гряды (мезоформы), 4) большие гряды (макроформы), 5) самые большие гряды (мегаформы). Каждый структурный уровень состоит обычно из 2–3 порядков, близких по морфодинамическому типу гряд (групп гряд), которые выделяются уже только по эмпирическим данным. Эти данные получены на р. Нигер в диапазоне глубин $h = 2 \div 20$ м, скоростей потока $V = 0,6 \div 1,7$ м/с, среднего диаметра грунта $d_{cp} = 0,7 \div 0,8$ мм; на р. Оби при $h = 2 \div 5$ м, $V = 0,6 \div 1,0$ м/с, $d_{cp} = 0,73 \div 2,0$ мм; на р. Лене при $h = 3 \div 7$ м, $V = 0,8 \div 1,5$ м/с, $d_{cp} = 0,25$ мм; на р. Тереке при $h = 0,4 \div 10$ м, $V = 0,12 \div 3,5$ м/с, $d_{cp} = 0,4$ мм; на нижней Волге при $h = 4 \div 16$ м, $d_{cp} = 0,3 \div 0,6$ мм, а также из опубликованных материалов других исследователей.

Из всего комплекса форм руслового рельефа наиболее слабо изучена *рябь*. По определению, приведенному в [Nomenclature..., 1966], под рябью (*ripples*) по-

нимаются донные формы длиной до 0,3 м, размеры которых не зависят от глубины потока. Исследовалась рябь в основном в экспериментальных лотках на начальных стадиях образования донных форм, причем условие независимости от глубины не проверялось или размеры донных форм, которые назывались рябью (*ripples*), изменялись с глубиной и со скоростью потока.

В натуральных условиях характеристики ряби обычно исследовались на обсохших отмелях. По данным М. Ялина [Yalin, 1964], шаг ряби равен примерно тысяче диаметров частиц донного грунта: $L_p = 1000d_{cp}$. Д. Аллен [Allen, 1968] дает более широкий диапазон для этой зависимости: $L_p = 400 \div 3000d_{cp}$. На р. Нигер на дне русла с дюнами и рифелями выделилась рябь длиной 0,3–0,5 м и высотой 0,05–0,1 м. Шаг ряби на Нигере $L_p = 500d_{cp}$. К. Ричардс [Richards, 1980] провел теоретическое исследование формирования ряби методом малых возмущений. Расчеты показали, что формирование ряби определяется как характеристиками донного грунта, так и шероховатостью дна и донным касательным напряжением. Это исследование делает весьма проблематичным само существование донных форм, размеры которых не зависят от глубины потока.

Рифели (гряды Д, самые малые гряды, ультрамикрорформы, по Б.Ф. Снисенко [1983]) представляют собой донные формы с характерным шагом порядка глубины потока. К. Ричардс [Richards, 1980] называет подобные формы мегарябью (*megaripples*). Таким образом, под рифелями понимаются самые малые гряды, размеры которых зависят от характеристик потока.

Исследования неустойчивости потока и русла показали (см. рис. 4.1, 4.2), что такие гряды определяются двух- и трехмерными возмущениями, параметры которых определяются наличием динамического давления и волн на свободной поверхности потока. Формулу для расчета длины этих двухмерных ультрамикрорформ получил А.Е. Михинов [1983] на основе анализа устойчивости уравнений движения потока, записанных в приближении Буссинеска:

$$L_{\text{риф}} = ahFг. \quad (4.7)$$

Коэффициент a для двухмерных рифелей равен 5,4. Анализ устойчивости уравнений движения потока, записанных в приближении Н.А. Картвелишвили [1973], дополнительно показывает, что существуют трехмерные ультрамикрорформы, шаг которых описывается формулой (4.7) с коэффициентом $a = 6,5$ (рис. 4.6).

Линейное приближение в решении уравнений гидравлики методом малых возмущений не дает возможности получить теоретическое выражение для высот рифелей. Однако большое количество эмпирических данных и исследования В.К. Дебольского, Л.Д. Когана, Н.А. Михайловой [1976], М. Ялина и Е. Карахана [Yalin, Karahan, 1979] позволяют предложить следующую аппроксимацию зависимости высот рифелей от гидравлических характеристик:

$$\frac{h_{\text{риф}}}{h} = a \frac{V - V_{\text{н}}}{\sqrt{gh}} \exp\left(-b \frac{V - V_{\text{н}}}{V}\right). \quad (4.8)$$

Формула (4.8) нуждается в дальнейшем улучшении, так как коэффициенты a и b существенно разнятся для разных объектов (рис. 4.7). Так, для рифелей на Терреке a и b равны 1,02 и 0,4, на Лене — 1,2 и 0,4, Нигере — 1,4 и 0,41, для экспериментальных данных в больших лотках [Guy et al, 1966] — 1,89 и 0,33. Когда скорость потока близка к критической скорости начала движения частиц $V_{\text{н}}$, высота рифелей мала. Считается, что в гидравлических лотках рифели не образуются

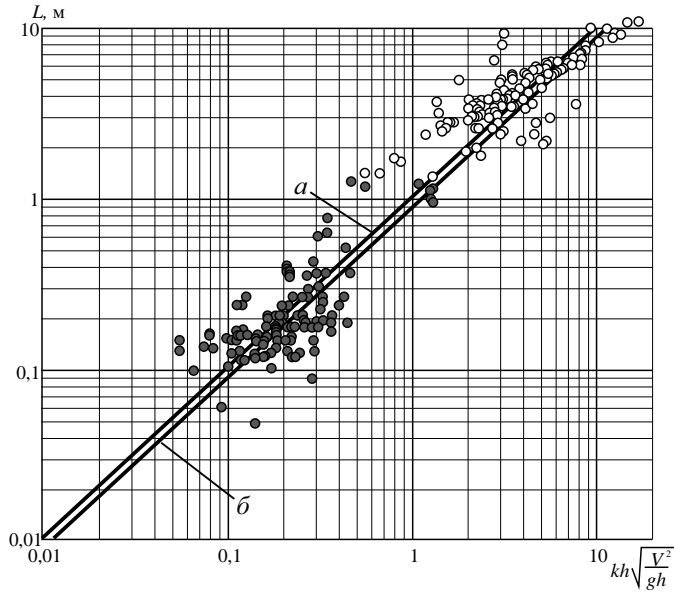


Рис. 4.6. Соответствие эмпирических данных по длинам рифелей в реках и больших лотках теоретической формуле (4.7):

a — двумерные ультрамикрорформы; *b* — трехмерные ультрамикрорформы

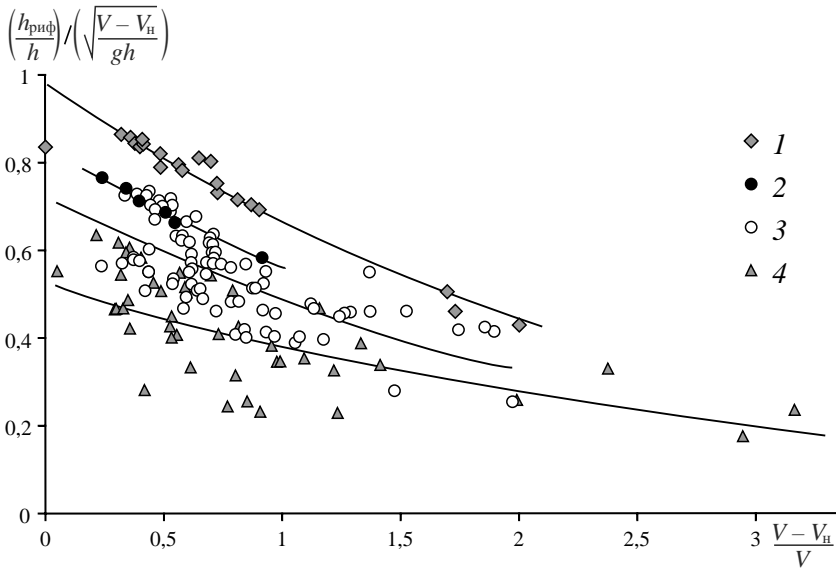
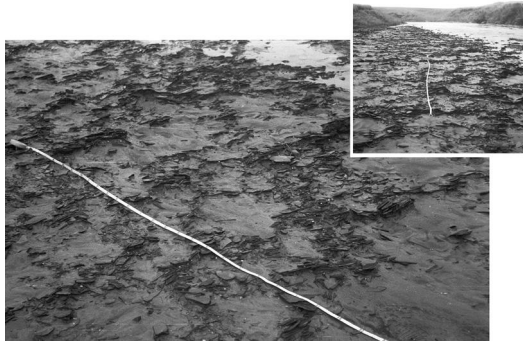


Рис. 4.7. Зависимости высоты рифелей от гидравлических характеристик потока для различных рек и больших лотков:

1 — р. Терек, с. Парабоч ($y = 0,98e^{-0,4x}$); 2 — р. Лена, п. Мохсоголоох ($y = 0,84e^{-0,4x}$); 3 — р. Нигер, г. Аджакута ($y = 0,73e^{-0,41x}$); 4 — экспериментальные данные [Guy et al., 1966] ($y = 0,53e^{-0,33x}$)



a



б

Рис. 4.8. Рифелеобразные структуры после паводка на побочнях:

a — сложенных щебнем (р. Суор-Уйяллах, Куларский хребет); *б* — сложенных мелкими валунами (р. Алабуга, Киргизия). Фото А.Ю. Сидорчука

при крупности наносов более 0,9 мм. Однако в естественных условиях на грунтах с большой долей гравия на Нигере рифели хорошо выражены. Рифелеподобные структуры можно наблюдать и на щебнистом, и на мелковалунном аллювии при отсутствии отмытки (рис. 4.8).

Кривая распределения длин рифелей по И. Незу и Г. Накагаве [Nezu, Nakagawa, 1989] описывается гамма-распределением (рис. 4.9, *a*) вида

$$dp = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} L_{\text{риф}}^{\alpha-1} \exp(-\beta L_{\text{риф}}) dL_{\text{риф}}, \quad (4.9)$$

где Γ — гамма-функция. Коэффициенты α и β связаны со средней длиной рифелей $L_{\text{риф}}$ и среднеквадратическим отклонением σ следующими соотношениями:

$$L_{\text{риф}} = \alpha / \beta; \quad (4.10)$$

$$\sigma_L = \sqrt{\alpha / \beta^2}. \quad (4.11)$$

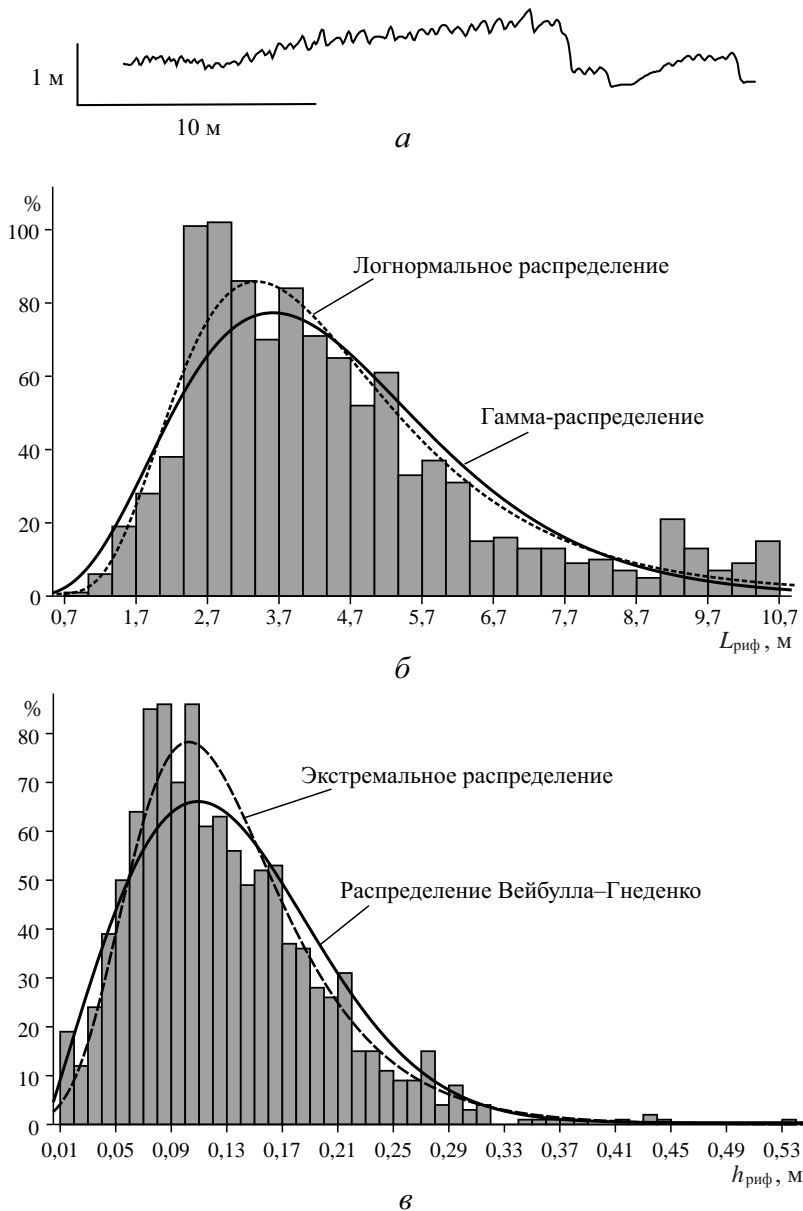


Рис. 4.9. Типичные функции вероятностей для описания распределения длин $L_{риф}$ (б) и высот $h_{риф}$ (в) рифелей на Нижне-Шешуровском перекате р. Вычегды (а — продольный профиль гряды)

Обработка материалов полевых измерений с привлечением экспериментальных данных [Guu et al., 1966] показывает, что коэффициент вариации длин рифелей $C_v = \sigma_L / L_{риф}$ изменяется в узких пределах (рис. 4.10, а) и в среднем составляет 0,40. В этом случае кривая распределения длин рифелей описывается функцией с одним параметром — средней длиной рифелей.

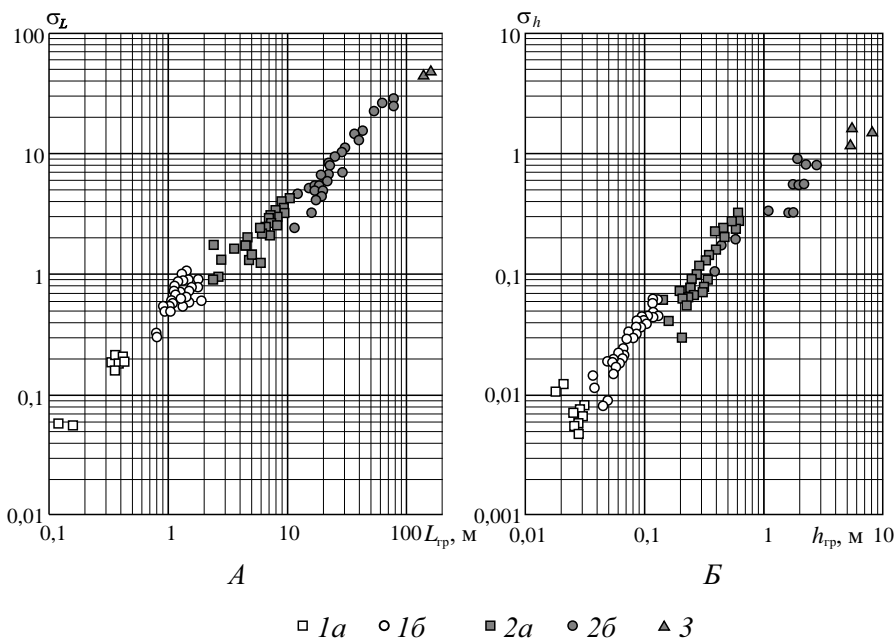


Рис. 4.10. Связь среднеквадратических отклонений σ длин (А) и высот (Б) гряд со средними значениями этих характеристик:

1а — рифели; 1б — дюны в больших лотках; 2а — рифели; 2б — дюны; 3 — дюны на реках

Формула (4.9) применима только при однородных гидравлических характеристиках потока (в узком диапазоне скорости и глубины). Если исключить влияние глубины и скорости потока на длину рифелей с помощью формулы (4.7), то распределение вероятностей для коэффициента a в этой формуле лучше описывается логнормальной функцией [Алексеевский, Сидорчук, 2017].

Кривая распределения высот рифелей в узком диапазоне скорости и глубины потока [Wang, Shen, 1980] аппроксимируется распределением Вейбулла — Гнеденко (рис. 4.9, б):

$$dp = \mu \lambda h_{\text{риф}}^{\mu-1} \exp(-\lambda h_{\text{риф}}^{\mu}) dh_{\text{риф}}. \quad (4.12)$$

Параметры λ и μ связаны со средней высотой рифелей и среднеквадратическим отклонением соотношениями

$$h_{\text{риф}} = \lambda^{-1/\mu} \Gamma\left(\frac{1+\mu}{\mu}\right);$$

$$\sigma_h = \lambda^{-1/\mu} \sqrt{\frac{2}{\mu} \Gamma\left(\frac{2}{\mu}\right) - \frac{1}{\mu^2} \left[\Gamma\left(\frac{1}{\mu}\right)\right]^2}. \quad (4.13)$$

Данные натуральных и экспериментальных исследований показывают малую изменчивость коэффициента вариации высот рифелей (рис. 4.10, б), его среднее значение $C_v \sim 0,5$. Тогда кривая распределения высот рифелей, так же как и длин, определяется одним параметром — средней высотой рифелей.

Эмпирические данные по длинам и высотам рифелей хорошо аппроксимируются и другими асимметричными кривыми распределения: для высот также хо-

рошо подходит экстремальное распределение, для относительных высот рифелей $(h/L)_{\text{риф}}$ — гамма-распределение, для длин рифелей — логнормальное распределение.

Стохастический характер распределения высот и длин рифелей обуславливает вероятностную связь между ними с широким диапазоном значений крутизны рифелей $(h/L)_{\text{риф}}$. Однако между средними значениями высот и длин групп рифелей (как на одной реке, так и на разных реках) прослеживается вполне отчетливая зависимость, и средняя крутизна рифелей — величина устойчивая. Она равна 0,05–0,06 и может служить классификационным признаком.

В продольном разрезе рифели характеризуются эллипсовидной формой с выпуклыми верховым и низовым откосами. Верховой откос обычно длиннее низового — на р. Оби в 70% случаев относительная разность длин верхового $L_{\text{верх}}$ и низового $L_{\text{низ}}$ откосов $(L_{\text{верх}} - L_{\text{низ}})/L_{\text{риф}}$ положительна. При этом положительная асимметрия рифелей невелика, 30% рифелей практически симметричны $L_{\text{верх}}/L_{\text{низ}} = 1,0 \div 1,19$; еще для 30% $L_{\text{верх}}/L_{\text{низ}} = 1,2 \div 1,59$ и только около 40% рифелей существенно асимметричны: $L_{\text{верх}}/L_{\text{низ}} > 1,6$. Для рифелей нижнего Терека отношение заложений верхового и низового откосов в 75% случаев находится в диапазоне 0,5–2,0 и в 30% случаев — в диапазоне 0,8–1,25.

Важной характеристикой является средняя крутизна низового откоса рифелей $(h/L)_{\text{риф}}$. Для верхней Оби это значение не превосходит 0,40 (угол откоса 20°), модальное значение составляет 0,1–0,15 (угол откоса $6-9^\circ$). Это средние значения крутизны низового откоса, при эллиптическом профиле откоса в верхней части профиля крутизна меньше средней, а в нижней — существенно больше.

Рифели, которые формируются в экспериментальных лотках при малых относительных глубинах потока $h/h_{\text{риф}} < 10$, часто имеют треугольную форму с крутым низовым откосом, близким по крутизне к углу естественного откоса. Такая форма рифелей не характерна для больших рек, где значения $h/h_{\text{риф}}$ обычно превышают 10 даже в межень.

Теоретические расчеты показывают, что длины ультрамикрорифелей (аналогов рифелей) увеличиваются с увеличением числа Фруда (4.7). В лабораторных высоко-кинетических потоках известны гряды, названные антидюнами [Guu et al., 1966], так как они имеют характерные размеры дюн спокойных потоков, но перемещаются вверх по течению за счет размыва низового склона и наращивания верхового. В природных условиях на песчаных реках формирование антидюн наблюдается редко. В низовьях Терека при понижении уровня воды в реке на отмелях могут кратковременно возникать большие скорости потока (до 2,5–3,0 м/с) в условиях малых глубин. В отдельных случаях при таком режиме на песчаном мелководье формируются антидюны (рис. 4.11).

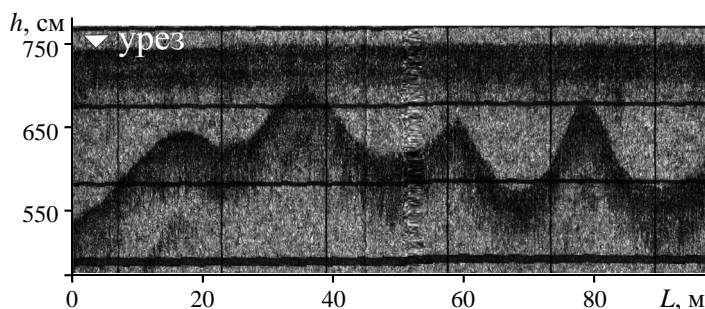


Рис. 4.11. Антидюны в русле нижнего Терека (эхолотный профиль)

В естественных высоко-кинетических потоках на горных реках с валунно-галечным составом наносов формирующиеся антидюны в англоязычной литературе называются системой плес-порог (step-pool systems) [Whittaker, Jaeggi, 1982; Lenzi, 2001].

Дюны (дюны-1 и дюны-2, или заструги, гряды Г и В, малые гряды, микроформы) согласно линейной теории неустойчивости малых возмущений (см. рис. 4.1, 4.2) располагаются в обширной области между самыми малыми грядами (ультрамикроформами) и средними грядами (мезоформами), образуя свою область трехмерных донных форм, в пределах которой нет явно выраженного одного или нескольких максимумов. Близки вероятности превращения любого из этих возмущений в донную форму. Спектральный анализ протяженных рядов отметок дна рек показывает, что функции спектральной плотности в области малых гряд имеют вид «белого шума» с отдельными максимумами спектральной плотности.

Б.Ф. Снисенко [1983] выделял только один уровень — гряды, т.е. донные формы с длинами порядка 10 глубин потока. В [Nomenclature..., 1966] дюнами (*dunes*) называются донные формы, размеры которых занимают промежуточное положение между рябью и барами.

Единый массив малых гряд из-за большого диапазона длин входящих в него форм приобретает иерархическое строение: более мелкие гряды могут сформироваться на поверхности более крупных, которые, в свою очередь, моделируют поверхность еще более крупных гряд и т.д. Усложнение строения гряд по мере увеличения их размеров создает качественные различия в морфологии и динамике более крупных и более мелких малых гряд. Поэтому малые гряды, расположенные на разных ступенях иерархического комплекса, следует рассматривать как самостоятельные группы внутри структурного уровня микроформ.

Следует особо подчеркнуть, что иерархический грядовый комплекс с широким диапазоном длин волн и усложняющимся строением более крупных форм образуется на речном дне при установившихся гидравлических характеристиках потока. Такая характеристика его строения, как сложность, обусловлена не наличием реликтовых форм (хотя последние могут присутствовать), а возможностью наложения малых гряд разной длины.

Для малых гряд необходимо четко разделить две основные стадии развития: активную и пассивную. В активной стадии гряда образуется и трансформируется вихревой структурой потока, отображением которой в размываемом грунте она является; на этой стадии по выражению М.А. Великанова поток «управляет» руслом. В пассивную стадию гряда определенной длины вступает при изменении гидравлических условий, когда в потоке уже не могут образоваться вихревые структуры, соответствующие грядам этой длины. На этой стадии русло «управляет» потоком, и поле скоростей определяется рельефом дна. Пассивные гряды часто трансформируются при перемещении по их поверхности более мелких активных или пассивных гряд.

Дюны хорошо выражены в русле р. Нигер ниже устья р. Бенуэ. Их морфология и динамика исследованы в паводочный период и в межень 1978–1979 гг. На этом примере рассмотрим основные характеристики морфологии и динамики малых гряд.

В активную стадию развития дюны представляют собой трехмерные гряды, практически изометрические в плане, с отношением длины к ширине $L_r/b_p \sim 1,0$. В вертикальной плоскости как в продольном, так и поперечном направлении склоны дюн выпуклые, форма их профиля эллипсоидная. Однако низовой откос

даже активных дюн иногда бывает прямым или вогнутым. Близкую к симметричной форму в продольном разрезе $\left[-0,1 < \frac{L_{\text{верх}} - L_{\text{низ}}}{L_r} < 0,1\right]$ имеет 46% всех активных дюн Нигера. Распределение активных дюн по длинам и высотам описывается теми же кривыми распределения (4.12) и (4.13), что и для рифелей. Близки к постоянным и коэффициенты вариации длин L_d ($C_v = 0,4$) и высот h_d ($C_v = 0,5$) дюн.

Теория неустойчивости малых возмущений в линейном приближении не позволяет получить теоретическую формулу для длины наиболее вероятных дюн. Анализ эмпирического материала по длинам активных дюн на реках Амазонке, Нигере, Тереке показал, что для расчета длин дюн применима формула

$$L_d = k_d h Fr. \quad (4.14)$$

Однако коэффициент k_d оказывается разным для разных рек и имеет тенденцию увеличиваться с увеличением размера реки (рис. 4.12).

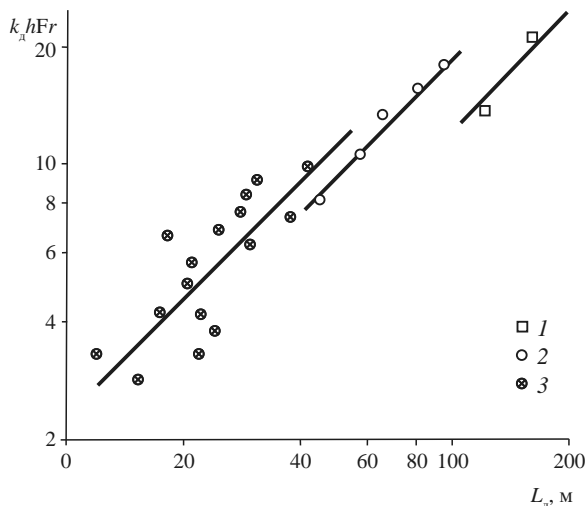


Рис. 4.12. Применение формулы (4.14) для расчета длин дюн на реках:
1 — Амазонке; 2 — Нигере; 3 — Тереке

Обработка того же эмпирического материала показывает, что средние высоты дюн описываются зависимостью (4.8). Связь высот и длин активных дюн также имеет стохастический характер, мода крутизны активных дюн составляет 0,04, что значительно меньше, чем для рифелей.

Крутизна низового откоса активных дюн также меньше, чем рифелей — в 78% случаев $h_d/L_{\text{низ}} < 0,1$ (6°). Исследование поля скоростей во время половодья над активными дюнами показывает, что вихрь в подвалье таких гряд не образуется из-за малой крутизны низового откоса.

На спаде половодья по мере уменьшения глубин и удельного расхода потока происходят трансформация поля скоростей над дюнами и изменение формы дюн. Поле скоростей начинает определяться рельефом дна. Развитие дюн вступает в пассивную стадию, когда их морфология и динамика обусловлены не структурой

потока, отображением которой являются дюны, а полем скоростей, обусловленных существованием донных гряд.

Малые гряды второго иерархического уровня — дюны-2 (заструги, гряды В) хорошо выражены на нижней Волге. Эмпирические распределения морфометрических характеристик дюн-2 аппроксимируются тем же набором кривых распределения, что и для дюн. Длины дюн-2 описываются гамма-распределением. Асимметрия дюн-2, так же как и дюн, более чем в 30% случаев невелика и часто отрицательна, эмпирические данные хорошо описываются нормальным распределением. Высоты дюн-2 вполне удовлетворительно описываются распределением Вейбулла. Средняя крутизна заструг составляет 0,0084 при среднеквадратическом отклонении 0,0066. Средняя крутизна низового откоса заструг составляет 0,0234 при среднеквадратическом отклонении 0,027. Крутизна заструг и крутизна их низового откоса описываются кривыми гамма-распределения.

Относительно малая крутизна дюн-2 (особенно их низового откоса) приводит к тому, что на изображениях локатора бокового обзора этот класс донных гряд полностью подавляются рисунком более крутых дюн-1 (рис. 4.13).

Данные об изменениях размеров дюн-2 на Нигере у г. Аждаокуты при изменении водности реки в течение гидрологического года получены в результате повторных промеров дна на закрепленном продольнике по неглубокой плесовой ложине. Длина дюн-2, зафиксированная при подъеме половодья, практически не изменяется с уменьшением расхода воды и уровня. Высота дюн-2 увеличивается на подъеме и пике половодья, во время спада остается практически постоянной и лишь в конце спада и во время межени, когда средняя глубина воды в плесе становится меньше 4,0 м, дюны-2 начинают расплываться. В это же время существенные изменения претерпевает форма дюн-2: из симметричных гряд с пологими выпуклыми откосами они становятся резко асимметричными. Верховой откос выполаживается, становясь практически горизонтальным, длина его приближается к шагу дюны-2. Крутизна низового склона дюн-2 достигает угла естественного откоса 33–35°.

Средние гряды (мезоформы, шальги, дюны-3, гряды Б) хорошо выражены на нижней Волге как на продольном батиметрическом профиле (см. рис. 4.3), так и на плане русла. В межень некоторые из них начинают определять форму русла нижней Волги, образуя косы и осередки. Однако в основном дюны-3 являются донными формами руслового рельефа и большую часть гидрологического года покрыты водой. Эмпирические распределения морфометрических характеристик дюн-3 хорошо аппроксимируются стандартным набором кривых распределения. Длины дюн-3 описываются гамма-распределением. Асимметрия дюн-3 невелика. Эмпирические данные указывают на бимодальность кривой распределения с модами в области как положительной, так и отрицательной асимметрии. Высоты дюн-3 удовлетворительно описываются распределением Вейбулла. Средняя крутизна дюн-3 составляет 0,0024 при среднеквадратическом отклонении 0,0016. Средняя крутизна низового откоса дюн-3 составляет 0,0067 при среднеквадратическом отклонении 0,0048.

Следующий класс гряд — *макроформы, гряды А, песчаные волны* — имеет на нижней Волге характерную среднюю длину 3100 м (со среднеквадратическим отклонением 830 м) и высоту (превышение гребня над подвалем) от 2–3 до 11–12 м. Это трехмерные крупные гряды, образующие в меженном русле побочни и осередки. Осередки в плане имеют эллипсоидную и каплевидную форму

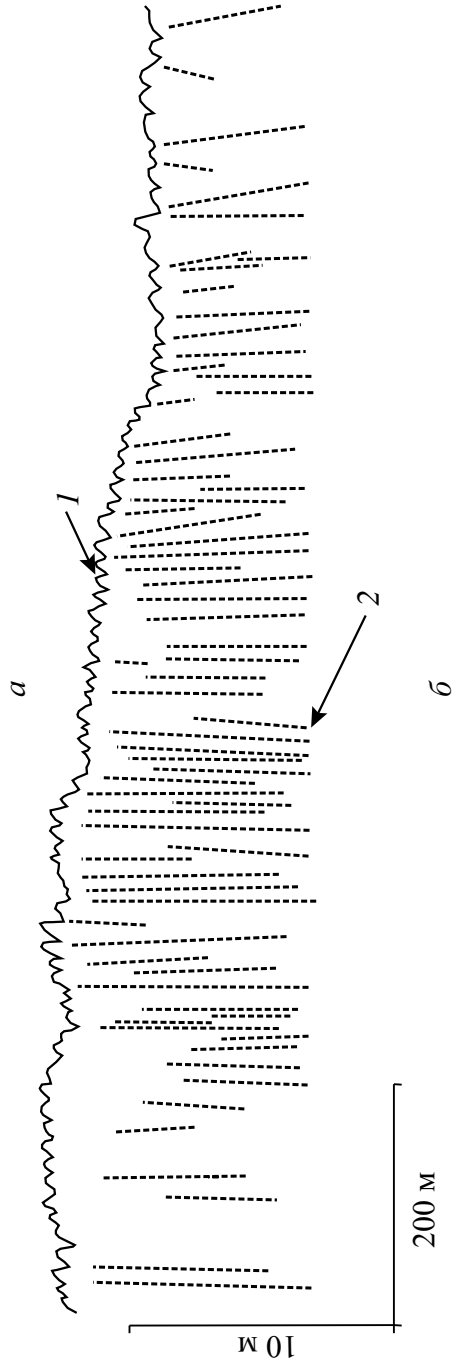
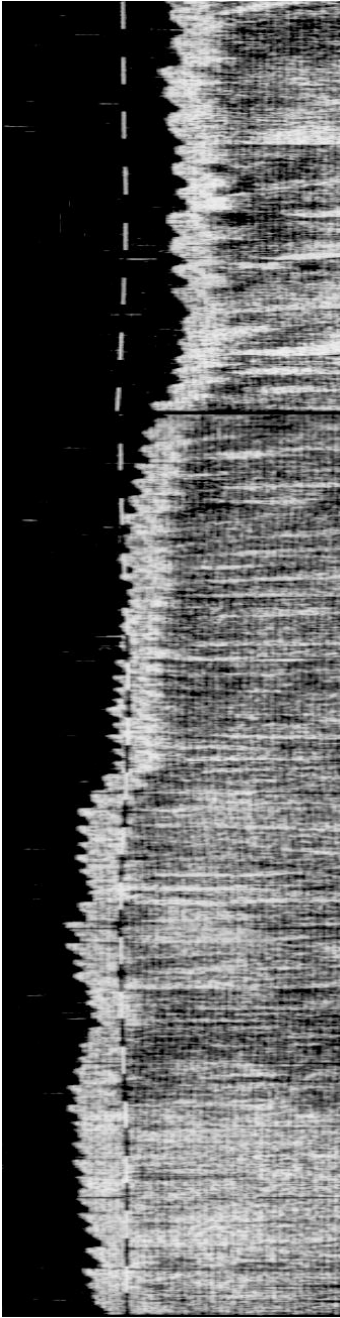


Рис. 4.13. Дюны-1 и дюны-2 на изображении, полученном лоатором бокового обзора на нижней Волге (а) и на продольном профиле (б)

со средним соотношением длин по продольной и поперечной оси 4 : 1, побочни часто отрезаны от берега побочным протоком. Самые крупные гряды-макроформы на нижней Волге имеют среднюю длину 5900 м (со среднеквадратическим отклонением 1410 м) и высоту от 4–5 до 12–15 м. Это системы побочней, часто сложных, с хорошо выраженными побочными протоками вдоль пойменных берегов. Эти формы руслового рельефа полностью определяют морфологию меженного и частично половодного русла.

Большие гряды на равнинных реках полностью или частично перекрываются пойменным аллювием, покрыты пойменной растительностью, закрепляющими их поверхность, они представляют собой уже формы самого русла. Так, на нижней Волге это узлы разветвления со средней длиной 13 000 м (по прямой между узлами разветвления и слияния). Здесь основное русло Волги и крупные рукава (воложки) разделяются сложным островным массивом высотой до 18–20 м над отметками дна плесовых ложин, иногда консолидированным, часто разбитым на отдельные острова мелкими протоками. Реже они представляют собой крупные излучины половодного русла Волги. Такие формы уже не являются грядами, они трансформируются в процессе горизонтальных деформаций в формы самого русла.

На нижнем Нигере макроформы, выходящие из-под уровня затопления в сухой сезон, представляют собой песчаные прирусловые отмели, находящиеся в активной стадии во время высоких половодий. В это время длинные волны рельефа дна и свободной поверхности потока находятся в противофазе — уклоны свободной поверхности максимальны в низовой части плесов и минимальны в низовой части перекаатов.

На теоретическом спектре для волн возмущений макроформ хорошо выделяется обособленный максимум скорости роста амплитуды (точка N4 на рис. 4.1). Этот максимум соответствует наиболее вероятным макроформам, длина и ширина которых может быть рассчитана по формулам (4.3) и (4.4). Для горных рек формулы (4.3) и (4.4) могут быть успешно использованы для расчета размеров макроформ. Но многочисленные измерения на равнинных реках показывают, что длина крупных зарастающих побочней и осередков, островов и излучин русел обычно меньше, чем длина волн наиболее вероятных возмущений в области макроформ. Этому явлению может быть дано следующее объяснение. Скорость роста амплитуды больших волн определяется не только их начальной неустойчивостью, но и вторичными нелинейными эффектами, роль которых увеличивается с увеличением размера волн возмущений. Одним из таких эффектов является размыв берегов и горизонтальные деформации русел. Пока полуширина волны возмущения меньше ширины русла, возмущение «умещается» в русле и не оказывает существенного воздействия на размыв берегов. Но как только длина возмущения становится настолько большой, что его полуширина сравнима с шириной русла, вокруг такого возмущения (и связанной с ним русловой формы — побочнем или осередком) начинается размыв берега. Формируется изгиб (или местное расширение) всего русла, аллювиальная форма замедляет движение вниз по руслу, закрепляется растительностью и тонким пойменным аллювием, образуется остров или излучина. Скорость увеличения угла разворота Θ такой формы уменьшается с увеличением ее удвоенного шага (длины волны) — степень выраженности излучин русла будет тем больше, чем они короче при одинаковом времени развития. Для излучин, форма которых описывается синусоидальной кривой, скорость развития выражается формулой:

$$\frac{d\Theta}{dt} = \frac{4R_{\text{поп}}}{L_{\text{изл}}H_6} \frac{J_0^2(\Theta)}{J_0\left(\frac{dH_0}{d\Theta}\right) - H_0\left(\frac{dJ_0}{d\Theta}\right)}, \quad (4.15)$$

где H_6 — высота берегов реки; $R_{\text{поп}}$ — поперечный расход наносов; J_0, H_0 — функции Бесселя и Струве.

Таким образом, из всех волн возмущений, длина которых достаточна для воздействия на интенсивность размыва берегов русла, наибольшее развитие в плане и выраженность в рельефе в виде меандров или островов получают наиболее короткие из них с полушириной около ширины русла $\Delta b_r \sim 2b_p$. Наиболее обычным согласно формуле (4.5) значением удлиненности макроформ будет 4 (при $C = 40$ и $\gamma_0 = 0,1$). Такая удлиненность русловых форм является наиболее гидравлически выгодной при обтекании их потоком [Комар, 1983]. Из этого следует, что длина волны наиболее развитых излучин речного русла должна составлять около восьми ширин русла: $l_{\text{изл}} = 8b_p$. Это теоретическое значение хорошо подтверждается данными многочисленных измерений на реках [Leopold, Wolman, 1960].

Теоретические выкладки в рамках линейной теории малых возмущений показали, что для речного русла существует один внутренний линейный масштаб — глубина основного потока. С этим масштабом связаны линейные размеры всех возмущений и соответствующих форм руслового рельефа. Однако влияние нелинейных эффектов привели к появлению второго внутреннего линейного масштаба речного русла — его ширины. С ней связаны размеры уже не гряд, а форм всего русла.

Обобщение информации по линейным параметрам гряд (рис. 4.14) позволяет получить граничные значения длины и полной высоты для каждого их типа (табл. 4.1). Использование этих значений устанавливает принадлежность любой гряды к одному из типов (А, Б, В, Г, Д) при наличии информации о фактической длине (высоте) гряд и размере (порядке) реки N_q , где N_q — порядок реки, вычисленный по методике Е.А. Черных [1971]. Решение вопроса об отнесении натурных данных к определенному типу русловых форм достигается сравнением фактических и рассчитанных (по уравнениям из табл. 4.1) параметров гряд. Наиболее достоверные суждения по этому поводу обеспечивает использование данных по граничным значениям высоты гряд, поскольку их длина определяется с меньшей точностью. Чем больше величина порядка рек, определенная с помощью метода Е.А. Черных N_q , тем больше осредненная высота гряд i -го типа. Эту закономерность описывает нелинейная возрастающая зависимость

$$h_{\text{гп},i} = a_{i,j} N_q^{b_{i,j}}, \quad (4.16)$$

где $a_{i,j}$ и $b_{i,j}$ — эмпирические коэффициенты для i -го типа гряд в j -й гидрологический сезон года (табл. 4.2).

Таблица 4.1

Уравнения для оценки граничных значений линейных характеристик песчаных гряд разных типов (по [Алексеевский, 1987], с дополнениями)

Характеристика граничного перехода	Вид и параметры уравнения для определения граничных характеристик гряд	
	по длине	по полной высоте
Д → Г	$l_{\Gamma} = 0,001 N_q^{4,89}$	$h_{\text{гп}} = 0,0027 N_q^{2,11}$
Г → В	$l_{\Gamma} = 0,003 N_q^{4,22}$	$h_{\text{гп}} = 0,004 N_q^{2,21}$

Характеристика граничного перехода	Вид и параметры уравнения для определения граничных характеристик гряд	
	по длине	по полной высоте
В → Б	$l_{\Gamma} = 0,132N_{\text{ч}}^{3,36}$	$h_{\text{гп}} = 0,007N_{\text{ч}}^{2,26}$
Б → А	$l_{\Gamma} = 1,28N_{\text{ч}}^{2,81}$	$h_{\text{гп}} = 0,012N_{\text{ч}}^{2,31}$

Сезонная изменчивость параметров уравнения (4.16) не характерна для гряд типа А и Б. Их полная высота формируется под влиянием редких гидрологических событий, а после их завершения изменяется относительно слабо. В большей

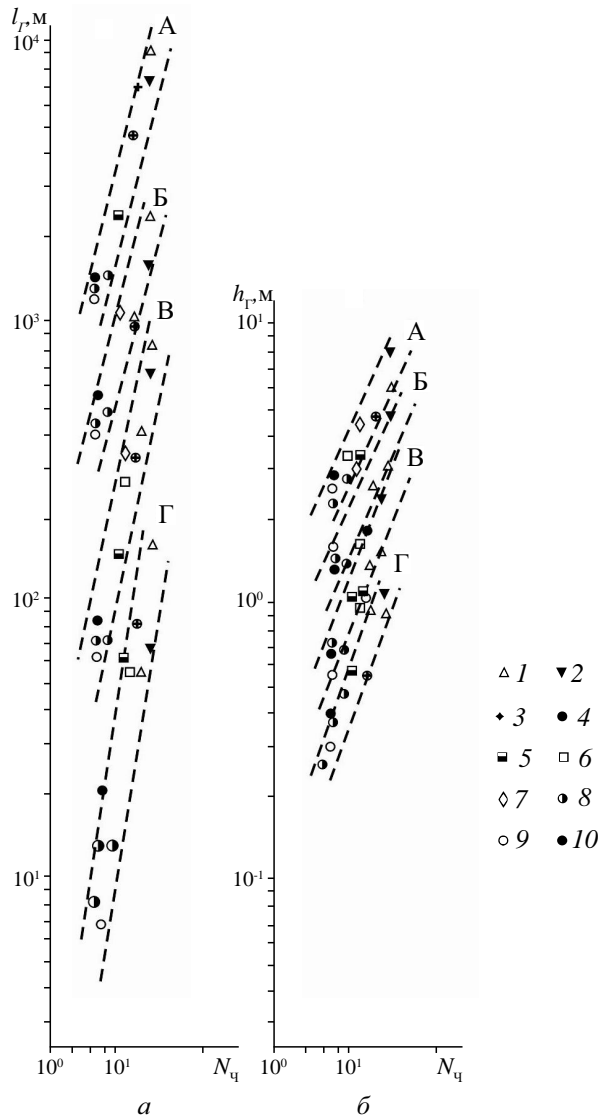


Рис. 4.14. Зависимость длины l_r (а) и высоты h_r (б) гряд разных типов (А, Б, В, Г) от порядка реки N [Алексеевский, 1987] (1–10 — конкретные реки)

степени сезонные изменения характерны для гряд типа В, Г и Д. Расчеты высоты гряд разного типа на основе зависимости (4.16) показывают (табл. 4.3), что относительная погрешность ее определения изменяется в диапазоне от 35 до 50% (отношение натуральных данных к определенному типу русловых форм проведено с учетом уравнений, приведенных в табл. 4.2).

Таблица 4.2

Параметры зависимости (4.16) [Алексеевский, 1990, 1998]

Фаза водного режима, j	Параметры	Тип гряд, i				
		А	Б	В	Г	Д
Половодье	A	0,046	0,018	0,032	0,023	0,005
	B	1,950	2,000	1,500	1,400	1,900
Межень	A	0,046	0,018	0,008	0,005	0,003
	B	1,950	2,000	2,000	2,000	2,000

Таблица 4.3

Сравнение эффективности зависимости (4.16) на независимых данных

Река	Глубина потока, м	Порядок реки, $N_{\text{ч}}$	Фактическая высота гряд, м	Расчитанная высота гряд, м	Относительная ошибка расчета по (4.16), %	Источник информации
Гряды А						
Надым	1,0	6	1,2	1,5	25	А.А. Левашов, 1973
Гряды Б						
Случь	4,0	6	1,0	0,65	– 35	М.М. Геращенко, 1983
Гряды В						
Угра	0,43	4	0,17	0,29	69,0	В.Г. Савин, И.П. Костюченко, 1970
Гряды Г						
Днепр	7,0	12	1,0	0,72	–28	Ю.М. Корчоха, 1968
Угра	0,4	4	0,08	0,08	0	В.Г. Савин, И.П. Костюченко, 1970
Кия	0,30	2	0,03	0,02	–33	Ю. М. Корчоха, 1968
Гряды Д						
Волга	5,2	14	1,0	0,98	–2	Н.М. Кулемина, 1969
Вычегда	5,0	11	0,32	0,48	50	Н.М. Кулемина, 1969

Гряды способны изменять свое пространственное положение во времени, перемещаясь вдоль направления водного потока с некоторой скоростью C_r . Скорость их перемещения — сложная функция факторов, влияющих на эволюцию эле-

ментов руслового рельефа. Гряды перемещаются активно, если их «перемещение осуществляется при свойственных им гидравлических условиях» [Знаменская, 1968, с. 83], «смещение осуществляется путем движения частиц наносов» [Знаменская, 1992, с. 43]. Пассивное перемещение осуществляется «путем движения вторичных гряд, расположенных на теле первичной гряды» [Знаменская, 1992, с. 43], которые образуются в результате действия потока с новыми гидравлическими характеристиками [1968, с. 83]. При этом под свойственными активным грядам гидравлическими условиями понимаются вихревые [Гришанин, 1962] или волнообразные [Гришанин, 1974; Kennedy, 1969] макротурбулентные структуры потока.

Достаточно полные данные об изменениях морфологии и динамике гряд — ультрамикромикроформ (соответственно, гряд Д — рифелей, Г — дюн) на дне речного русла получены на р. Нигер на участке ниже впадения р. Бенуэ у г. Аджакута [Беркович и др., 1983; Сидорчук, 1983, 1985], Оби у г. Новосибирска, Лене выше г. Якутска, нижней Вычегде, Тереке и Днестре (табл. 4.4). На Нигере во время влажного сезона формируется мощный паводок. Пик его с расходами воды до 27 тыс. м³/с может продолжаться с мая до конца октября, когда обычно начинается быстрое падение уровня воды. Период с января по апрель — это время глубокой межени, когда уровень воды составляет 28,0–28,5 м, расход уменьшается до 800 м³/с.

На подъеме уровней на дне русла формируются трехмерные дюны, симметричные как в продольном, так и поперечном направлении, с пологими (6–8°) выпуклыми верховым и низовым откосами (рис. 4.15). На участке реки у п. Аджакута их длина на пике половодья составляет 25–40 м, высота — 1,5–2,0 м (табл. 4.4).

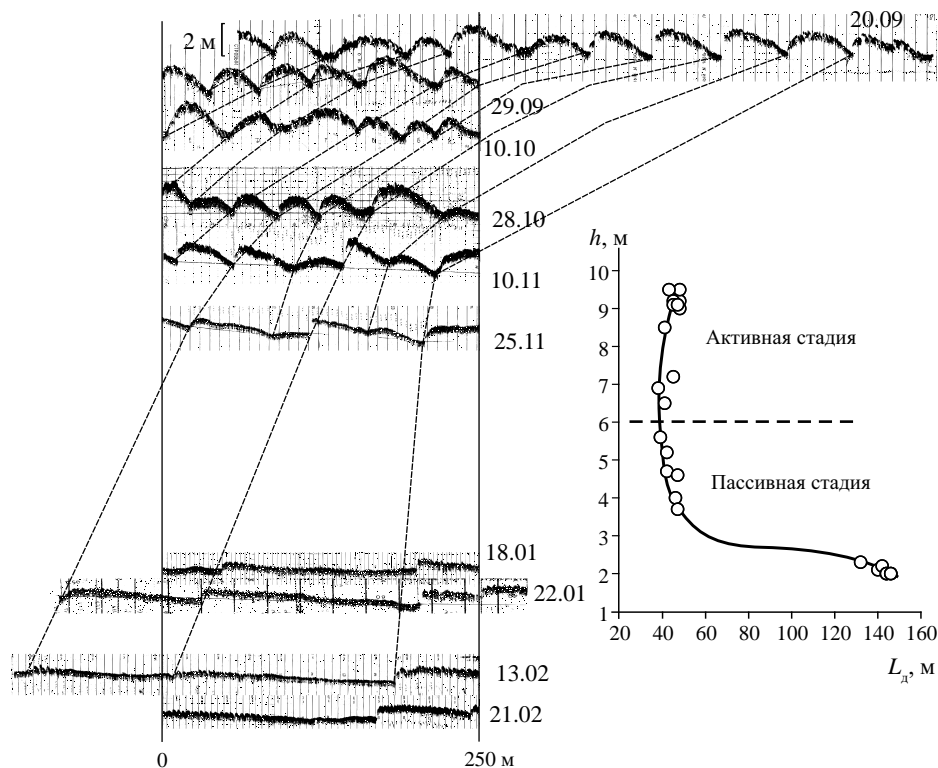


Рис. 4.15. Изменение длины и формы дюн на р. Нигер у г. Аджакута на пике и спаде паводка 1978–1979 гг.

Морфология и динамика иерархических комплексов гряд в руслах рек с песчаным аллювием (осредненные характеристики):

V — скорость потока; h — глубина; h_r — высота рифелей; L_r — шаг рифелей; C_r — скорость перемещения рифелей; h_d — высота дюн; L_d — шаг дюн; C_d — скорость перемещения дюн; d — крупность донных грунтов; типы комплексов донных форм: 1 — рифели на пассивных дюнах; 2 — рифели на плоском дне; 3 — активные дюны с рифелями; 4 — пассивные дюны с рифелями; 5 — пассивные дюны с активными дюнами и рифелями — данные Л.А. Турыкина)

Река	Местоположение	Период наблюдений	V , м/с	h , м	h_r , м	L_r , м	$C_r \cdot 10^{-5}$, м/с	h_d , м	L_d , м	$C_d \cdot 10^{-5}$, м/с	d , мм	Тип гряд
Обь	Фоминское — устье Ануя	07.07.1985	0,99	2,7	0,16	3,2	47,8				0,7	1
		11.07.1985	0,96	3,7	0,15	2,4	36,4				0,7	1
		13.07.1985	1,04	5,3	0,12	2,2	17,8				2,0	1
		24.07.1985	0,90	1,9	0,22	3,4	39,4				0,7	1
		28.07.1985	1,09	3,9	0,21	3,5	51,4				0,7	1
Лена	Мохоголоох	05.08.1986	0,81	2,2	0,18	1,9	43,3				0,25	2
		05.08.1986	1,00	3,7		2,5	40,3				0,25	2
		06.08.1986	0,85	2,9	0,15	1,8	31,4				0,25	2
		06.08.1986	1,49	5,3		3,0	36,7				0,25	2
Вычегда	Староостровский перекат	15.06—03.07.1996	0,72	2,2	0,1	3,1	12,2	0,21	13,3	4,42	0,45	1
		14.06. —01.07.1996	0,77	3,0	0,12	4,1	15,3	0,4	23,8	4,08	0,45	1
		22.06.96	0,77	2,6	0,18	3,9	24,7				0,45	1
	Нижне-Шешуровский перекат	19—27.08.1997	0,95	1,2	0,16	4,1	18,1				0,8	1
		19—27.08.1997	1,2	1,3	0,13	3,5	31,7				0,45	1
Активное перемещение дюн												
Нигер	Аджакута, продольный профиль 0	09—13.02.1979	0,67	4,14				0,9	21,9	8,2	0,7	5

Продолжение табл. 4.4

Река	Местоположение	Период наблюдений	V , м/с	h , м	h_r , м	L_r , м	$C_r 10^{-5}$, м/с	h_{dp} , м	L_d , м	$C_d 10^{-5}$, м/с	d , мм	Тип гряд
	Аджаокута, продольный профиль 1	23.09–09.10.1978	1,58	9,6	0,50	7,0		1,22	46,1	5,7	0,75	3
		18.01.1978–20.02.1979	0,74	3,5	0,15	3,5		0,64	16,0	5,2	0,75	3
		23–25.09.1978	1,1	9,2	0,45	5,30		1,65	47,0	6,19	0,77	3
		25–27.09.1978	1,19	9,35	0,48	5,70		1,60	48,0	8,80	0,77	3
		27–29.09.1978	1,33	9,5	0,48	5,70		1,55	45,5	6,89	0,77	3
		29.09–02.10.1978	1,4	9,35	0,45	5,95		1,50	44,0	6,37	0,77	3
		02–04.10.1978	1,26	9,15	0,40	5,60		1,55	45,0	6,25	0,77	3
		04–06.10.1978	1,18	9,1	0,40	2,70		1,50	46,0	9,55	0,77	3
		06–09.10.1978	1,15	8,8	0,43	2,55		1,40	44,0	8,02	0,77	3
		27.09–09.10.1978	1,24	6,8	0,4	5,75		1,06	34	8,7	0,6	3
		29.09–09.10.1978	1,26	10,4	0,49	5,83		1,0	33,5	8,1	0,6	3
		09–28.10.1978	1	9,5	0,6	5,75		1,3	37,5	7,3	0,6	3
Терек	Парабоч, продольный профиль 1	22.07.1982	2,2	4,5				2,9		115,1	0,4	3
		23.07.1982	2,3	5,3				2,3		153,0	0,4	3
		24.07.1982	2,2	5,5				2,1		127,7	0,4	3
		25.07.1982	2,3	7,3				2,1		185,6	0,4	3
		26.07.1982	2,3	4,7				1,7		146,2	0,4	3
		27.07.1982	2,0	5,9				2,0		89,8	0,4	3
		28.07.1982	1,9	6,2				1,6		75,5	0,4	3
		29.07.1982	2,2	6,7				2,4		86,8	0,4	3
		30.07.1982	2,1	6,6				2,4		85,9	0,4	3

Продолжение табл. 4.4

Река	Местоположение	Период наблюдений	V , м/с	h , м	$h_{r,}$ м	L_r , м	$C_r 10^{-5}$, м/с	h_{dp} , м	$L_{d,}$ м	$C_d 10^{-5}$, м/с	d , мм	Тип гряд
		31.07.1982	2,0	5,9				1,9		68,5	0,4	3
		01.08.1982	2,1	6,2				2,0		60,8	0,4	3
		02.08.1982	1,9	6,3				2,7		59,6	0,4	3
		03.08.1982	2,0	6,2				2,3		73,7	0,4	3
		04.08.1982	2,0	6,0				1,8		63,5	0,4	3
		05.08.1982	2,3	6,3				2,6		132,5	0,4	3
		06.08.1982	2,0	5,9				2,8		69,4	0,4	3
		07.08.1982	1,8	6,3				1,6		45,8	0,4	3
		09.08.1982	1,8	6,1				1,5		31,7	0,4	3
		10.08.1982	1,8	6,2				2,5		68,0	0,4	3
Пассивное перемещение дюн												
Нигер	Аджакута, продольный протфиль 0	09–13.02.79	0,67	5,25				1,47	101,2	3,62	0,7	5
		06–25.11.78	0,88	6,1	0,20	4,4		1,14	37,3	3,14	0,75	4
	Аджакута, продольный протфиль 1	18.01.1978–20.02.1979	0,74	3,5	0,15	3,5		1,10	101,0	3,7	0,75	4
		28.10–01.11.1978	1,05	7,05	0,37	5,50		1,65	41,5	3,99	0,77	4
	Аджакута, продольный протфиль 2	01–06.11.1978	1,03	6,7	0,33	5,35		1,80	39,5	3,43	0,77	4
		06–09.11.1978	1,01	6,25	0,33	4,70		1,65	40,0	2,47	0,77	4
		09–13.11.1978	0,91	5,6	0,31	3,80		1,45	40,5	1,91	0,77	4
		17–23.11.1978	0,69	2,23	0,23	2,85		1,10	44,0	1,68	0,77	4
		27.01–09.02.1979	0,61	2,1	0,20	2,9		0,9	191,0	1,02	0,77	4

Окончание табл. 4.4

Река	Местоположение	Период наблюдений	V , м/с	h , м	h_{r^*} , м	L_{r^*} , м	$C_r 10^{-5}$, м/с	h_{dp} , м	L_{d^*} , м	$C_d 10^{-5}$, м/с	d , мм	Тип гряд
	Аджакута, продольный профиль 3	28.10–13.11.1978	0,9	4,4	0,23	3,7		1,09	42	2,6	0,6	4
		15–28.11.1978	0,65	2,14	0,16	4,1		0,76	66,5	2,3	0,6	4
	Аджакута, продольный профиль 4	28.10–06.11.1978	0,94	8,75	0,56	5,45		1,76	44	3	0,6	4
		06–25.11.1978	0,81	6,6	0,26	4,6		1,44	43,3	1,14	0,6	4
	Аджакута, продольный профиль 5	27.01–21.02.1979	0,52	3,53	0,15	2,8		0,87	93,3	0,97	0,6	4
		06–25.11.1978	0,99	7,06	0,17	3,6		1,55	41,5	1,4	0,55	4
Днестр	Аджакута, продольный профиль 6	27.01–15.02.1979	0,88	5,3				0,85	28,5	0,97	0,5	5
		01.06.1987	0,52	1,2				0,4	17,4	0,81	0,36	4
	Перекаг Пугачены	05.06.1987	0,55	1,2				0,4	17,4	1,16	0,36	4
		02.07.1987	0,47	2,5				0,5	12,0	1,62	0,36	4
	Перекаг Варница	10.07.1987	0,45	2,1				0,5	12,0	1,27	0,36	4
		07.08.1987	0,92	4,4	0,2	9,3		0,6	37	6,44	0,39	4
Обь	Новосибирская ГЭС	07.08.1987	0,93	4,2	0,2	8,0		0,6	47	6,63	0,9	4
		07.08.1987	0,90	3,6	0,25	6,5		0,9	32	7,7	0,47	4
		07.08.1987	0,82	3,65				0,4	36	7,8	0,32	4
Вычегда	Староостровский перекаг	12.06–03.07.1996	0,72	2,9				0,25	11	5,03	0,45	4
		18–29.06.1996	0,84	5,7				0,34	12,3	4,72	0,45	4

Дюны покрыты трехмерными симметричными рифелями длиной 5–10 м, высотой 0,3–0,5 м. Дюны и рифели перемещаются вниз по руслу без существенного изменения средних размеров и конфигурации, хотя индивидуальные гряды могут довольно существенно трансформироваться. Не прослеживается также влияние морфологии дюн на рифели — на верховых и низовых откосах дюн рифели имеют примерно одинаковые размеры.

На спаде половодья начинается трансформация дюн (см. рис. 4.15). Симметричные дюны становятся асимметричными за счет более быстрого смещения гребня, выполаживания верхового откоса и формирования крутого (до 10–15°) низового откоса (подвалья). Длина дюн увеличивается за счет слияния соседних дюн. Одновременно дюны становятся двухмерными. Рифели слабо выражены в начале верховых откосов дюн, достигают максимальных размеров в пригребневой части и практически исчезают с низовых откосов дюн.

В межень дюны еще более удлиняются, уменьшается их высота. Верховые откосы становятся практически горизонтальными (0,2–0,3°), низовые откосы приобретают крутизну, близкую к углам естественного откоса для песка в воде (20–30°). Наряду с рифелями в пригребневой части асимметричных двухмерных дюн в глубоких плесах формируются вторичные трехмерные симметричные дюны, которые перемещаются вниз по руслу без существенного искажения конфигурации.

Похожие изменения гряд в речном русле характерны для низовьев Терека во время прохождения летних паводков [Алексеевский, Сидорчук, 1990, 2017]. Подробные наблюдения показывают отчетливые различия в морфологии гряд в разные фазы гидрологического режима и наличие двух главных типов динамики гряд. В период увеличения расходов воды, глубин и скоростей потока, а также в условиях установившегося потока происходит начальное формирование на плоском дне иерархии трехмерных симметричных гряд, которые перемещаются вниз по потоку без существенного изменения формы. Морфология и динамика гряд разных порядков во многом независимы. В период уменьшения расходов воды, глубин и скоростей потока происходит разрушение этой системы, по мере перемещения гряды преобразуются в двухмерные и все более асимметричные донные формы, а в иерархии наблюдается усиление взаимовлияния гряд разных уровней.

При отсутствии данных о гидравлических характеристиках потока и типе перемещения гряд скорость их смещения C_r можно оценить на основе осредненных факторов. Обработка информации по грядам типа А, В, Г и Д показала, что средняя скорость смещения песчаных русловых форм каждого типа (м/сут) за определенные фазы водного режима в основном зависит от размера (порядка N_q) рек. Влияние этого фактора неоднозначно. Для одних типов гряд скорость их сезонного активного смещения возрастает, а для других — убывает при увеличении размера рек (рис. 4.16). Для гряд типа А и В зависимость между скоростью их смещения и порядком реки возрастающая функция от N_q , а для гряд Г и Д — убывающая. В общем случае она имеет вид

$$\frac{C_{r,i,j}}{U_j} = r_{i,j} N_q^{p_{i,j}}, \quad (4.17)$$

где i и j — соответственно индексы типа гряд и сезона года.

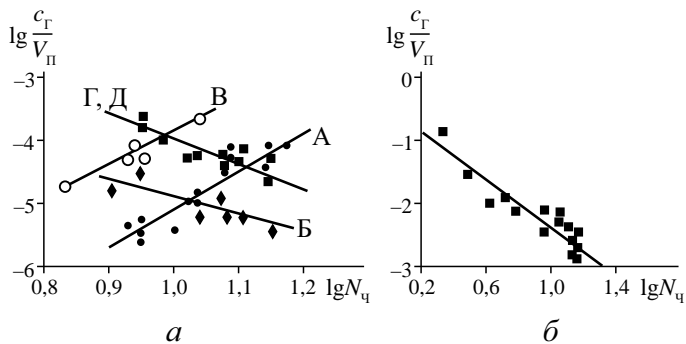


Рис. 4.16. Изменение относительной скорости активного смещения гряд различного типа (А, Б, Г, Д) в руслах рек различных порядков в период повышенного (а) и пониженного (б) стока воды

Коэффициенты $r_{i,j}$ и $p_{i,j}$ в корреляционных зависимостях типа (4.17) приведены в табл. 4.5. Характерные значения средней скорости течения воды за характерную фазу водного режима (половодье, межень, паводки) задаются по ближайшему гидрологическому посту или по данным на реке-аналоге (для неизученных рек) в зависимости от среднего расхода воды за период межени или максимального стока. Чем больше скорость водного потока (прочие условия равны), тем больше скорость активного смещения русловой формы конкретного типа [Алексеевский, 1990].

Таблица 4.5

Параметры уравнения (4.17)

Фаза водного режима, j	Параметр	Тип гряд, i			
		А	В	Г	Д
Повышенного стока	R	$1,1 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^4$	$2,2 \cdot 10^4$
	P	5,4	4,6	-3,5	-3,5
Межень	R	—	—	600	600
	P	—	—	-2,0	-2,0

Убывающий характер изменения скорости смещения микроформ от величины N_q хорошо согласуется с формулой Снисенко — Копалиани [1978] для расчета скорости смещения гряд, поскольку критерии подобия Фруда и размера рек N_q связаны между собой: чем больше размер реки, тем в большей степени для нее характерно спокойное состояние водного потока (меньше число Фруда) [Алексеевский, 1990]. Этот вывод соответствует известной качественной формуле: «в более крупных реках гряды движутся медленнее» [Гришанин, 1979]. Но эта формула характеризует смещение лишь микроформ руслового рельефа. Для других типов гряд эта зависимость имеет противоположный характер. В частности, скорость смещения макроформ руслового рельефа является нелинейной и возрастающей функцией порядка реки. Эта закономерность хорошо согласуется с выводами, полученными ранее при обобщении данных о скоростях смещения перекаатов на равнинных реках. Чем больше водоносность и порядок рек, тем больше скорость смещения перекаатов [Маккавеев, 1955; Чалов, 1979, 2008].

Зависимость (4.17) в первом приближении обеспечивает возможность задания скорости смещения гряд для неизученных рек (табл. 4.6).

Проверка эффективности расчетных зависимостей (4.17)

Река	Фаза водного режима	Порядок реки, N_q	Фактическая скорость смещения гряд, м/сут	Расчетная скорость смещения гряд, м/сут	Относительная ошибка расчета, % по (4.17)	Источник информации
Гряды А						
Надым	Половодье	8	0,19	0,08	-58	А.А. Левашов, 1976
Гряды В						
Надым	Половодье	8	2,0	3,0	50,0	А.А. Левашов, 1976
Гряды Г						
Обь	Пик половодья	13	2,4	2,36	-1,6	В.С. Лесневский, В.В. Лесневская, 1988
Надым	Межень	8	1,44	2,3	59,7	А.А. Левашов, 1973
Угра	Межень	6	8,6	12,4	44,2	В.Г. Савин, И.П. Костюченко, 1970

Для любого типа активно смещающихся гряд расход влекомых наносов

$$G = kb_a \Delta_0 h_r C_r, \quad (4.18)$$

где k — коэффициент формы гряды ($\approx 0,6$); Δ_0 — плотность отложений.

В общем случае ширина зоны перемещения гряд (активная ширина b_a) меньше ширины русла.

В период максимального стока (продолжительность T_n) активное смещение могут испытывать все пять типов гряд, образующих полную иерархию руслового рельефа на перекатах песчаных рек. Поэтому $G_n = \sum_{i=1}^5 G_i$, где i — индекс типа гряд (Д, Г, В, Б, А). В период межени активное смещение испытывают только микроформы руслового рельефа. Поэтому $G_m = \sum_{i=1}^2 G_i$. При $i = 1$ расход влекомых наносов определен линейными и динамическими параметрами гряд типа Д, при $i = 2$ — гряд типа Г.

Общий средний многолетний годовой сток влекомых наносов равен сумме стока наносов за период повышенного стока T_n и за период межени $T_m = (365 - T_n)$:

$$W_G = kb_a \delta_0 \left[(365 - T_n) \sum_{i=1}^2 \beta_i h_r C_r + T_n \sum_{i=1}^5 \beta_i h_r C_r \right]. \quad (4.19)$$

Модель усредненного по сезонам процесса перемещения влекомых наносов (уравнение (4.19)) неоднократно проверялась на материалах по занесению русловых карьеров [Алексеевский, 1990; Дарбутас, 1992; Чалов и др., 2000]. Результаты проверки в целом обнаруживают приемлемое соответствие с фактическими объемами транспорта влекомых наносов для рек, у которых порядок $N_q > 3$, а доля песчаных фракций в составе русловых отложений превышает 70%.

4.3. ФАКТОРЫ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ

В системе эрозионно-аккумулятивных процессов существует иерархия морфологических проявлений, развивающихся в разных масштабах и временной шкале. На каждом уровне иерархии ведущую роль в формировании русел играют разные факторы. Если рассматривать речную сеть бассейна и продольный профиль главной реки (от истока до устья), то ведущую роль в их формировании играют геологическая история, тектонические движения, глобальные изменения климата, ландшафтных и гидрологических условий. Изменения этих факторов сказываются в течение тысячелетий и в более длительное геологическое время. Протяженность речной сети увеличивается или сокращается, продольный профиль реки проходит этапы трансформации, связанные с попеременным направленным врезанием реки или аккумуляцией (накоплением) наносов. Вместе с тем в речном бассейне формируются сток воды, а также вследствие развития эрозионных и склоновых процессов в бассейне реки и размывов в русле сток наносов. В историческом масштабе времени русла рек реагируют на изменения водности и поступление наносов с площади водосбора, который зависит от характера использования земель, временных флуктуаций климата, изменений природной среды и экстремальных явлений — засух и наводнений.

Факторы, определяющие русловые процессы, В.М. Лохтин [1897] свел к трем: 1) многоводности реки, обусловленной условиями формирования стока воды на водосборе; 2) уклону, определяемым рельефом местности; 3) размываемости или устойчивости ложа реки к воздействию потока в зависимости от геологического строения русла и состава слагающих его отложений. К этим факторам Н.И. Маккавеев [Маккавеев, Советов, 1940] добавил форму долины и русла, количество и крупность наносов, распределение скоростей течения внутри потока. Они определяют русловые процессы на уровне участков реки, переформирования которых осуществляются в течение десятков лет или столетий. В их пределах на характер русловых процессов наряду со стоком воды и наносов влияют также уклон дна долины, строение и состав грунтов, слагающих дно и берега реки, прибрежная растительность (рис. 4.17).

Для уровня отдельных форм русла (излучины, разветвления, перекатные и плесовые участки, деформации которых происходят за годы — несколько десятилетий) основными факторами, определяющими их переформирования, являются расходы воды и наносов, уклон водной поверхности и состав руслообразующих

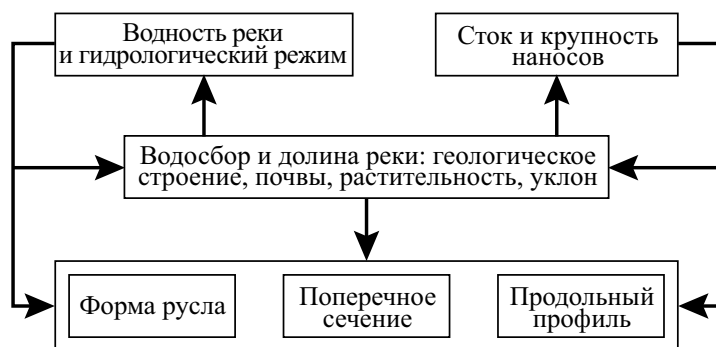


Рис. 4.17. Схема соотношения факторов русловых процессов на участке реки [Craig Fischenich, Hollis Fallen, 2000, с изменениями и дополнениями]

наносов. Чем ниже иерархический уровень русловых процессов, тем менее очевидным и более опосредованным становится влияние бассейновых факторов. Сток воды трансформируется в речной системе, сглаживается или возрастает его неравномерность, изменяется сток наносов, все большую роль начинает играть сток руслообразующих наносов, который формируется за счет вертикальных и горизонтальных деформаций самого русла, активно участвует в изменении его размера, формы, планового положения и образует формы руслового рельефа.

Таким образом, главными факторами русловых процессов являются сток воды, геологическое строение местности и сток наносов. Сток воды и наносов относятся к активным природным факторам, определяющим сам процесс руслоформирования. Пассивные факторы, внешние по отношению к потоку, определяют форму и крутизну продольного профиля, гидравлические сопротивления и через них кинематику потока, его состояние. Поток в процессе взаимодействия с руслом их видоизменяет либо приспосабливается к ним. К пассивным относятся также факторы, определяющие поступление наносов в реки с территории бассейна реки.

Сток воды является главным «управляющим» фактором русловых процессов. Поступление воды в русловую сеть является неравномерным и зависит от климатических и ландшафтных условий водосбора. Особенно значительны периодические сезонные изменения стока, при которых маловодный поток в межень сменяется многоводным (половодным или паводочным), и наоборот. В соответствии с этим меняются транспортирующая способность потока, который может переносить большее или меньшее количество наносов, заметно изменять русло (деформировать его) или приспосабливаться к созданным в многоводную фазу режима формам. На это накладываются многолетние и вековые изменения стока. Работа потока направлена на постоянные преобразования морфологии русла в соответствии с изменяющимся гидрологическим режимом и стоком наносов.

Большинство рек России характеризуются высокими уровнями и водностью весеннего половодья, обусловленного таянием снега. Так, таяние снега дает 65% стока р. Оки; продолжительность половодья составляет от одного до трех месяцев; остальное время года водность реки низкая, река питается в основном подземными водами. На реках, берущих начало в горах, половодье, кроме того, формируется в результате таяния горных снегов и ледников. В некоторых регионах России максимум половодья нередко смещается на лето. Например, ледниковое питание составляет почти 40% годового стока р. Кубани, межень прерывается дождевыми паводками, высота которых обычно меньше, чем половодья. На реках Дальнего Востока, в зоне влияния муссонов, летние паводки играют гораздо большую роль; на Амуре дождевое питание составляет более 60% годового стока (рис. 4.18), а максимальные уровни воды наблюдаются летом и осенью во время паводочного периода.

Сток воды определяет размеры русла. Ширина русла обычно пропорциональна расходу воды. Реки с большой водоносностью отличаются малой относительной глубиной h/b_p , их русла более распластаны. Связь ширины русла b_p с гидрологическими факторами обычно представляется в виде зависимости $b_p = \alpha Q^\beta$, где Q — характерный расход воды (руслоформирующий, средний максимальный, 30-дневной повторяемости или соответствующий уровню бровки поймы — руслонаполняющий). Многочисленные исследования рек в разных регионах мира показали, что коэффициент α меняется от 1,85 до 15,96 на реках с песчаными наносами и от 1,59 до 5,68 на реках с крупными наносами. Показатель степени β соответ-

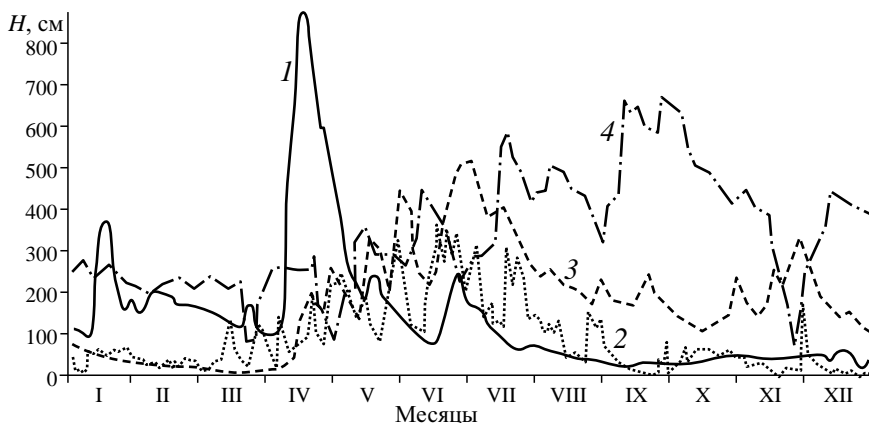


Рис. 4.18. Характерные графики хода уровней:

1 — р. Ока, г. Калуга; 2 — р. Кубань, г. Армавир; 3 — р. Обь, г. Барнаул; 4 — р. Амур, г. Благовещенск

ственно меняется в пределах 0,23–0,84 и 0,36–0,66 [Knighton, 1998]. Видимо, такой разброс объясняется тем, что характеристики русла формируются под влиянием многих факторов. Кроме расхода воды, к ним относятся уклон, шероховатость, создаваемая руслообразующими наносами и аккумулятивными формами руслового рельефа, тип русла, его устойчивость и прибрежная растительность, геологическое строение русла.

Сток наносов составляет сущность русловых процессов, определяет образование и эволюцию форм русла и форм руслового рельефа. В общем случае сток наносов W влияет на русловые процессы через изменение соотношения между W и транспортирующей способностью потока $W_{тр}$. При $W_{тр} = const$ увеличение стока речных наносов сопровождается их аккумуляцией ($W > W_{тр}$), ростом объема речных отложений, а уменьшение ($W < W_{тр}$) — размывом дна и берегов, уменьшением объема отложений [Алексеевский, Чалов, 1997]. Это является причиной вертикальных (размыв/аккумуляция — понижение/повышение отметок дна) и горизонтальных (размыв берегов в зонах местного роста $W_{тр}$ или образование прирусловых отмелей при местном снижении $W_{тр}$) русловых деформаций.

Следствием транспорта наносов и их переотложения в русле является его морфологическое строение. Транзитные наносы, очень мелкие и тонкозернистые, перемещаются только во взвеси и почти никогда не оседают на дне реки, пока не достигнут участка устойчивой аккумуляции (дельты); они не участвуют в формировании рельефа русла. Но они играют большую роль в формировании поймы, образуя пойменную фацию аллювия. Руслообразующие наносы характеризуются широким диапазоном крупности, включая достаточно мелкие частицы, которые временами перемещаются в водной массе и являются взвешенными, а также частицы, которые транспортируются путем сальтации; основная форма их перемещения — влечением по дну — влекаемые наносы. Они состоят из песков, гальки, валунов и играют главную роль в формировании речного русла вследствие образования в процессе транспорта гряд разных размеров.

Попытки связать транспорт наносов и морфологию русла делались неоднократно. Существует достаточно отчетливая связь между преобладанием в потоке взвешенных наносов и формированием меандрирующего русла с малым уклоном

и, наоборот, между преобладанием крупных наносов и формированием слабо извилистого русла с большим уклоном. Характерным примером первого соотношения может служить среднее течение р. Янцзы, на которой доля стока влекомых наносов по разным источникам не превышает 1 [Sedimentation research..., 1993] или 2,5% [Чалов и др., 2000] от взвешенных, а русло интенсивно меандрирует. E. Lane [1955] представил условие равновесия аллювиального русла, при котором русло пропускает сток воды и наносов без изменения его формы: при данной энергии поток может транспортировать наносы не больше определенного размера и в определенном количестве. Расход воды определяет размер русла, уклон — скорость расходования потенциальной энергии; тогда для данного размера и уклона морфология русла в главных чертах определяется крупностью и количеством наносов, поступающих в него. От баланса главных условий зависят тенденция к аккумуляции или эрозии, тип и скорость горизонтальных деформаций.

Неравномерность и асинхронность поступления воды и наносов в реки приводят к нарушению соответствия между концентрацией наносов в потоке и его транспортирующей способностью. Н.Б. Барышников [1990] связывает с этим устойчивость плес-перекатного устройства и продольного профиля дна русла, которое является практически универсальным на равнинных, полугорных и отчасти горных (с развитыми аллювиальными формами) реках с разным составом наносов.

С уменьшением устойчивости русла и увеличением стока наносов связывается изменение типа русла — от относительно прямолинейного к меандрирующему и от меандрирующего к разветвленному [Карасев, 1975; Schumm, 1981]. Механизм этого явления заключается в том, что при достижении некоторого критического при данном состоянии русла насыщения потока наносами совершается переход к новому типу русла, обеспечивающему скачок транспортирующей способности потока.

Роль гидрологических факторов определяется энергией речного потока, а она, в свою очередь, — расходом воды, уклоном и скоростью течения. Во время половодья и паводков расходы воды и скорости течения наибольшие. Чем больше расход воды, тем больше наносов может переносить поток и тем больше роль данного расхода в русловых процессах. Однако большие расходы воды наблюдаются в относительно ограниченный отрезок времени, когда поток половодья или паводка перерабатывает русловый рельеф, образовавшийся в течение длительной межени. Большую же часть года расходы воды невелики и могут производить лишь локальное воздействие на русло; меженный поток способен трансформировать формы рельефа, созданные половодьем. Чем более равномерен сток, тем более стабильным является рельеф речного русла. Экстремально высокие половодья или паводки производят большие изменения в русле; время восстановления руслового рельефа может быть на один — два порядка величины больше, чем время нарушений: если такой паводок длится несколько месяцев, то восстановление может продолжаться несколько десятков лет.

Чтобы оценить роль неравномерности стока в транспорте наносов и русловых деформациях, введено понятие руслоформирующего расхода воды. Руслоформирующим часто считается расход воды на уровне бровок пойменных берегов (руслонаполняющий) или средний максимальный расход воды. Действительно, расход в бровках поймы играет важную роль в формировании морфометрических характеристик русла и транспорте наносов, это расход, при котором поток только начинает выходить из русла на пойму и имеет максимальную транспортирующую способность. Данное условие можно установить исходя из кривой связи уровня

и расхода воды. Когда поток концентрируется в русле, его уровень быстро растет с расходом воды. При этом увеличиваются как глубина, так и скорость течения. При выходе воды на пойму даже существенное увеличение ее расхода (выше руслонаполняющего) дает намного меньший прирост уровня; глубина и скорость течения в некотором диапазоне расходов увеличиваются очень медленно, а скорости потока даже уменьшаются.

Ряд исследователей полагает, что каждый расход дает свой вклад в деформацию русла, что, вероятно, справедливо. Однако относительный вклад расходов разной величины в русловые деформации неодинаков. В условиях ограниченности данных наблюдений для оценки используется эквивалентный (доминирующий) расход. Эквивалентный расход определяется как расход воды, «работа которого по транспортированию наносов в среднегодовом разрезе равна сумме работ фактических расходов воды» [Маккавеев, 1955, с. 186]. Приблизненно эквивалентный расход можно определить по максимуму произведения величины расхода на его продолжительность.

Н.И. Маккавеев [1955] определяет руслоформирующий расход как интервал расходов воды, при котором в многолетнем плане величина удельной энергии потока максимальна, переносится наибольший объем наносов, и соответственно он наиболее сильно влияет на русло. В этом смысле руслоформирующий расход воды служит характеристикой критической фазы процесса взаимодействия потока и русла, так как характеризует некий порог, за которым наступают быстрые преобразования. В основу методики определения руслоформирующего расхода воды Q_{ϕ} Н.И. Маккавеев положил полученную им зависимость расхода наносов от расхода воды и уклона $W = AQ^m I$ (здесь A — эрозионный коэффициент). Показатель степени m учитывает крупность руслообразующих наносов и меняется от 1,5 до 4. Кроме того, в виде специального коэффициента σ учитывается относительная ширина поймы $B_{\text{п}}/b_{\text{р}}$. Необходимость учета последней основывается на особенностях гидравлики потока в русле с поймой, проявляющихся при подъеме уровня воды [Железняков и др., 1970]. Эта особенность была названа кинематическим эффектом, который заключается в том, что средняя скорость течения растет с повышением уровня до тех пор, пока уровень не достигнет бровки поймы. С дальнейшим повышением уровня скорость течения уменьшается. Этот эффект связан с разницей гидравлических сопротивлений русла и поймы. Кинематический эффект зависит от угла сопряжения руслового и пойменного потоков при затопленной пойме [Барышников, 2008]. Однако при большом подъеме уровня различие шероховатости поймы и русла сглаживается, скорость течения вновь возрастает. Существенным элементом методики является коэффициент P , учитывающий повторяемость интервалов расходов, которая определяется за многолетний период. Расходы редкой повторяемости, имеющие значительную величину, могут оказывать более существенное влияние на русло, чем часто повторяющиеся, но малые расходы. В то же время последние из-за длительности их воздействия на русло в многолетнем плане могут быть определяющими в формировании русла.

Кривые для определения руслоформирующих расходов (эпюры), построенные с помощью методики Н.И. Маккавеева, различаются на реках разных регионов. В одних случаях они имеют один, в других несколько максимумов. Виды эпюр и региональное распространение различных типов условий прохождения руслоформирующих расходов охарактеризованы Р.С. Чаловым [1979]. В пределах Северной Евразии (в границах бывшего СССР) распространение разных типов

кривых для определения руслоформирующих расходов в общих чертах совпадает с гидрологическим районированием.

При всем многообразии региональных характеристик водного режима рек выделяется четыре основных условия прохождения руслоформирующих расходов. Два из них отличаются наличием максимума при наивысших уровнях и соответствуют интервалам максимальных расходов воды при значительном затоплении поймы — верхний и в бровках поймы — средний. При уровнях воды, соответствующих, как правило, низкой межени, происходит руслоформирующий расход нижнего интервала. На реках Русской равнины верхний максимум соответствует расходам воды обеспеченностью от 0,5 до 6,5%, средний — от 17,5 до 44,5%. Для сибирских рек характерны следующие значения обеспеченности интервалов расходов, соответствующих максимумам кривых: верхний интервал — 0,7%, средний — 3,3%, нижний — 15%. Два других вида условий прохождения Q_{ϕ} отличаются наличием только двух максимумов при уровнях воды в пределах бровок поймы. При этом могут наблюдаться как два (средний и нижний интервалы со средней обеспеченностью интервала расходов соответственно 2,7 и 14,4%), так и один максимум большой полноты с обеспеченностью расходов в среднем 16%, только средний или только нижний интервалы (рис. 4.19).

Можно проследить некоторые закономерности в соотношении формы кривых руслоформирующих расходов с типом русла и интенсивностью изменений рельефа русла. Так, на реках с большой полнотой максимума кривой, приходящегося на расходы в бровках поймы, интенсивность изменений русла очень велика. Примерами таких рек являются Амударья в среднем течении и верхняя Обь. Изменение типичного хода уровней воды в результате регулирования может приводить к коренной перестройке русла реки.

Среди пассивных факторов, даже зональных, ведущим по отношению к русловым процессам является геолого-геоморфологическое строение долины и русла реки, определяющее региональную специфику русловых процессов. Геолого-геоморфологическое строение, в том числе литология горных пород, и рельеф территории оказывают влияние на форму долины, продольного профиля реки, состав руслообразующих наносов и устойчивость русла. При пересечении рекой территорий, сложенных трудноразмываемыми скальными породами, долина сужается, аллювий укрупняется, русло становится более устойчивым. Продольный профиль при этом приобретает ступенчатую форму вследствие увеличения уклонов в сужениях. Крутые склоны долин в сужениях, особенно сложенные скальными породами, являются источником поступления в русла крупнообломочного материала, определяют галечно-валунный состав наносов. С выходами скальных пород в руслах связано и образование порогов. Сопrotивляемость горных пород и отложений размыву определяет ограниченные условия развития русловых деформаций [Чалов, 1979, 2008].

При малой сопротивляемости размыву грунтов, слагающих берега, деформации русла происходят свободно (свободные условия развития русловых деформаций); при этом формируется широкая пойма. Обычно это характерно для рек, протекающих в песчаных грунтах. Свободное развитие русловых деформаций характерно и для рек, протекающих среди некоторых разновидностей пластичных пород, хотя интенсивность их деформаций меньше, чем в песчаных грунтах [Карасев, 1975; Матвеев, 1985]. Ширина таких русел почти всегда больше той, которая была бы гидравлически выгодной для движения потока ($b_p/h = 2$). Когда дно реки сложено более устойчивыми к размыву грунтами, чем берега, размах миграций русла может

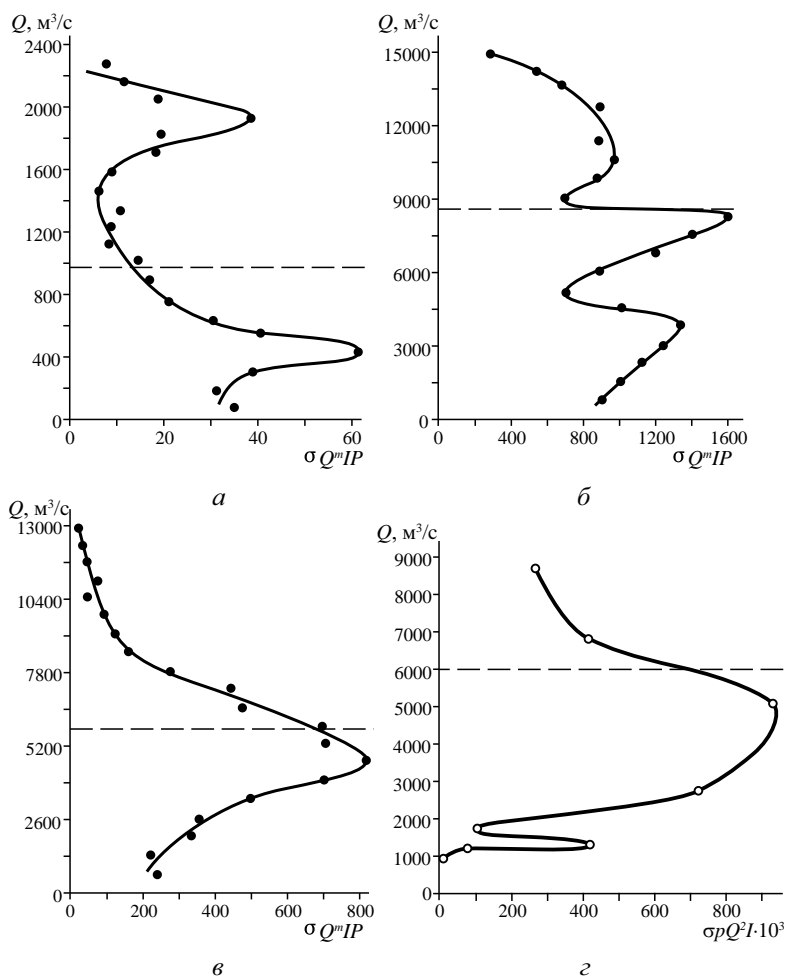


Рис. 4.19. Кривые для определения руслоформирующих расходов воды:
 а — р. Тобол, г. Ялуторовск; б — р. Оленек, п. Оленек; в — р. Томь, г. Томск; г — р. Кама, г. Сарапул

быть весьма значительным. Так, галечные русла, в которых формируется отмостка из крупных частиц наносов, часто отличаются повышенной распластанностью. Примером могут служить русла верхней Лены в районе Качуга, Киренги, Верхней Ангары, Яны и ряда других рек Восточной Сибири.

В областях распространения прочных пород, противостоящих размыву, деформации берегов и смещение русла ограничены. Для таких участков рек характерны малая ширина ($B_{\text{п}} < b_{\text{п}}$) или отсутствие поймы. Наиболее устойчивы по отношению к размыву кристаллические и метаморфические породы. В областях их распространения рисунок русла предопределяется системами разломов и зон трещиноватости. В моренных суглинках, песчаниках, сланцах, карбонатных породах могут формироваться врезанные излучины. Ярko выражены врезанные излучины на р. Лене ниже г. Киренска, где они следуют ортогональной системе разломов, и на р. Оке в районе г. Касимова, так как они сформировались в пластичных породах.

Общий тектонический и литологический план, история развития территории бассейна отражаются в морфологическом строении долины, ее ширине и глубине. Они также определяют падение реки, т.е. потенциальную энергию речного потока. При этом геолого-геоморфологическая основа обладает несравнимо большей устойчивостью, чем речной поток, характеристики которого меняются постоянно, хотя речные долины неоднократно менялись за геологическую историю своего развития. Изменение климата и тектонические движения способствовали формированию глубоких узких долин, врезанных в скальные породы или, наоборот, заполнению долин наносами и их расширению из-за боковой эрозии.

Количество и крупность продуктов разрушения горных пород, формирующих наносы, также зависят от геологического строения речного бассейна и распределения уклонов на его территории. Влияние геолого-геоморфологических факторов на формирование русел рек проявляется в неодинаковой податливости размыву горных пород и отложений. Там, где река пересекает массивы относительно прочных пород, ее долина сужается. Это связано с тем, что касательные напряжения, развиваемые потоком, на дне больше, чем у берегов за счет их тормозящего действия [Маккавеев, 1955]. В рыхлых породах и при спокойном тектоническом режиме формируется широкая речная долина. Близкое к поверхности залегание скальных пород и галечно-валунных отложений в русле может ограничить врезание рек.

Таким образом, влияние геологического строения территории на русловые процессы выражается в свободных или ограниченных условиях развития русловых деформаций на реках [Чалов, 1979]. Свободные условия развития русловых деформаций наблюдаются при соотношении $B_n > 2 \div 3 b_p$. В этих условиях формируются широкопойменные русла. На горных реках широкопойменные русла встречаются только в межгорных впадинах и внутригорных котловинах. Ограниченные условия развития русловых деформаций особенно отчетливо проявляются в горах, где $B_n < b_p$ либо пойма вообще отсутствует. Здесь преобладают вертикальные деформации русел. Горизонтальным деформациям препятствуют трудноразмываемые или скальные породы, слагающие берега и дно рек. Наибольшее распространение здесь имеют врезанные русла — прямолинейные или излучины. В скальных породах русло полностью приспособляется к геологическому строению, и его формы, как правило, не связаны со структурой потока, хотя в определенной мере и моделируются им. В переходных от свободных к ограниченным условиям развития русловых деформаций формируются адаптированные русла [Чалов, 1979], которые развиваются в межгорных котловинах или в горных районах, если долины рек наследуют линейно вытянутые морфоструктуры (долины-грабены и др.).

Геолого-геоморфологические условия (неоднородность коренных пород и отложений по длине реки, чередование зон поднятия и опускания земной коры, сужения и расширения речных долин) способствуют возникновению крупных неровностей продольного профиля рек. Уклон русла — один из важных факторов формирования русла реки. Он непосредственно влияет на скорость потока и касательные напряжения. Большой уклон способствует высокой эрозионной способности потока, а его уменьшение приводит к аккумуляции наносов. Поскольку эти свойства являются ведущими в геоморфологических следствиях эрозии, транспорта и аккумуляции наносов, уклон становится фактором, контролирующим форму русла, его морфодинамический тип и тип русловых процессов. Уклон реки редко бывает однородным даже на коротких участках. Различия в геологическом

строении, прибрежная растительность, антропогенные нарушения могут отразиться на местных вариациях уклонов.

Относительная ширина русла как степень его распластанности характеризуется параметром b_p/h или коэффициентом В.Г. Глушкова $\Gamma = \frac{\sqrt{b_p}}{h}$. Считается, что степень распластанности русла зависит от прочности горных пород, в которых протекает река. Коэффициент В.Г. Глушкова для русел, разработанных в твердых породах, составляет до 1,4 и увеличивается в легко размываемых грунтах до 5,5 [Маккавеев, 1955].

Очевидно, этот диапазон неполон и не вполне отражает реальные условия формирования русел рек. Так, на верхней Оби значения Γ превышают 8, в нижнем течении Хуанхэ [Sedimentation research..., 1993] достигают 30. На участке р. Лены выше Качуга $\Gamma = 5$. В то же время для врезанного в скальные породы русла верхней Лены ниже г. Киренска, как и для меандрирующего в рыхлых отложениях русла р. Янцзы в среднем течении, Γ составляет около 2. Для разветвленного русла Северной Двины выше г. Котласа, средней Лены выше г. Якутска $\Gamma \approx 6,0$.

Безразмерная модификация коэффициента Глушкова предложена М.А. Великановым [1958]: $\Gamma_B = \frac{\sqrt{b_p d}}{h}$. В ней учитывается крупность руслообразующих наносов d . Значения Γ_B колеблются в диапазоне от 0,03 до 7,3. Наибольшие значения наблюдаются у горных рек и врезанных русел равнинных рек, наименьшие — у разветвленных рек с песчаными наносами. Выявляется также прямая зависимость от уклона (рис. 4.20).

В интегральном виде соотношения геолого-геоморфологических условий формирования русел, стока воды и наносов отражаются в устойчивости русла (через уклон и крупность наносов), характеризующей интенсивность его переформирования. Наиболее распространенными являются показатели: число В.М. Лохтина $L = d/I$, где d — крупность руслообразующих наносов, мм; I — уклон, ‰) и коэф-

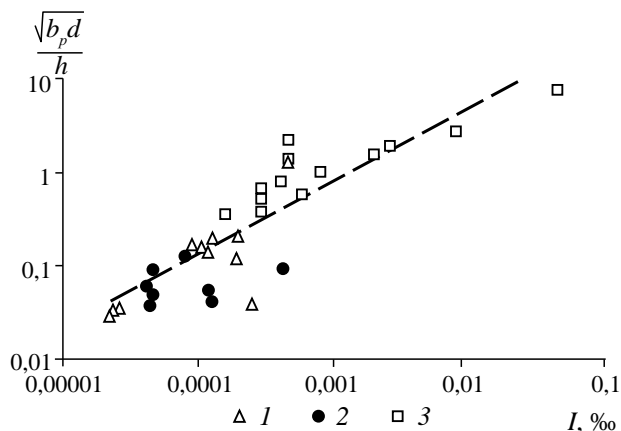


Рис. 4.20. Зависимость коэффициента М.А. Великанова $\Gamma_B = \frac{\sqrt{b_p d}}{h}$ от уклона I . Русла рек с песчаными наносами:

1 — разветвленные на рукава; 2 — меандрирующие; 3 — русла врезанные с галечными наносами

фициент Н.И. Маккавеева $k_c = \frac{d}{b_p I}$, где I — уклон, являющийся безразмерной величиной). Н.И. Маккавеев [1955] установил обратную связь между числом Лохтина и скоростью смещения макроформ руслового рельефа (побочней): $C_n = 0,05 \frac{Q_{\phi}}{L}$; аналогичны зависимости C_n и скорости размыва берегов U_6 от k_c : $C_n = 115,6k_c^{-0,97}$; $U_6 = 15,6k_c^{-0,65}$ [Беркович, Злотина, 2003], а также связи показателей устойчивости со степенью разветвленности русла, суммарной шириной разветвленного русла и другими морфометрическими и морфологическими параметрами. Это дало основание для разработки классификации русел рек по степени их устойчивости (табл. 4.7).

Таблица 4.7

Типы русел рек по степени устойчивости и их характеристикам [Чалов, 2008]

Характеристика устойчивости русел	Интенсивность русловых деформаций	Показатели устойчивости		Значения параметров русловых деформаций			
		L	k_c	C_n , м/год	$U_{6_{\text{cp}}}$, м/год	$U_{6_{\text{макс}}}$, м/год	L_6 , % длины
Абсолютно неустойчивые	Очень высокая	< 1,0	< 2	> 1000	> 50	> 100	100
Неустойчивые	Высокая	1–2,5	2–4	500–1000	10–50	50–100	80–100
Слабоустойчивые	Повышенная	2,5–5	4–15	301–500	6–10	20–50	60–80
Относительно устойчивые	Умеренная	5–10	15–20	50–300	2–5	10–20	20–60
Устойчивые	Слабая	10–50	20–100	10–50	< 2	< 5	< 20
Абсолютно устойчивые	Отсутствуют	> 50	> 100	< 10	Нет	Русло стабильно	

Примечание. C_n — скорость смещения побочней (макроформ руслового рельефа); скорости размыва берегов: $U_{6_{\text{cp}}}$ — средние, $U_{6_{\text{макс}}}$ — максимальные; L_6 — протяженность фронта размыва берегов.

4.4. ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ

4.4.1. Горные и равнинные реки

Формы проявления русловых процессов, их пространственные и временные (сезонные, многолетние, вековые) изменения зависят от водоносности рек и их водного режима, объема и режима стока наносов, особенностей климата, рельефа геологического строения и почвенно-растительного покрова и очень разнообразны [Чалов, 2008]. От размера водосборного бассейна и его формы зависит количество ландшафтных зон и высотных (орографических) поясов, которые входят в его пределы. Сравнительно небольшое увеличение площадей водосборов в горах обуславливает их расположение в нескольких высотных зонах с различными типами выветривания и процессов денудации. От высокогорья к предгорьям и далее к равнине меняются уклон и, как следствие, степень кинетичности потоков, водоносность реки, количество и крупность поступающего в реки и перемещаемого ими

обломочного материала. В равнинных условиях реки с относительно небольшой площадью бассейна или протекающие в широтном направлении находятся в пределах одной ландшафтной зоны; большие и крупнейшие реки, текущие субмеридионально, пересекают несколько природных зон (Обь — степь на юге, лесостепь, тайгу и тундру; Волга, начинающаяся в лесной зоне в центре Русской равнины, — лесостепь, степь и полупустыню на юге) и характеризуются незначительными изменениями уклонов.

В то же время не всякая река в горах является горной по характеру русловых процессов, и следует различать горные реки и реки в горах. Действительно, русловые процессы — это совокупность явлений, связанных с взаимодействием потоков и грунтов, слагающих их ложе, с одной стороны, эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов — с другой. Обе составляющие (взаимодействие — эрозия — транспорт — аккумуляция) определяются кинематикой потока, т.е. соотношением

его скорости V и глубины h , выраженными через число Фруда: $F_r = \frac{\alpha V^2}{gh}$, где α — корректив скорости Кориолиса, критическое значение которого равно 1. При $F_r < 1$ потоки спокойные, их уклон меньше, а глубина больше критических значений; при $F_r > 1$ они бурные, уклон больше, а глубина меньше критических.

Реки с бурными потоками и соответствующими им условиями и формами взаимодействия с ложем, эрозией, транспортом и аккумуляцией наносов являются горными, со спокойными потоками — равнинными. Выделяются также полугорные реки, имеющие переменный режим кинетичности (в паводки их потоки бурные, в межень — спокойные) и являющиеся по этому признаку переходными по типу русловых процессов между горными и равнинными.

Условия перехода от спокойного режима течения к бурному, от равнинных рек к горным определяются через критический уклон по формулам [Чалов, 2008]

$$I_{кр} = \frac{kgd_{cp}^{\frac{1}{3}} b_p^{\frac{1}{2}} V^{\frac{1}{2}}}{\alpha Q^{\frac{1}{2}}} \text{ и } I_{кр} = \frac{kgd_{cp}^{\frac{1}{3}} b_p^{\frac{1}{2}} V^{\frac{1}{2}}}{\alpha F^{\frac{m}{3}}}, \quad (4.20)$$

где d_{cp} — средняя крупность руслообразующих наносов (аллювия); b_p — ширина русла; v — скорость потока; Q — среднегодовой расход воды; F — площадь бассейна; α — коэффициент Кориолиса; k — коэффициент.

Используя связь площади бассейна с порядком реки $F = k_1 e^{0,64 N_m}$ и ее водностью $Q = k_2 e^{0,6 N_m}$, можно получить

$$I_{кр} = \frac{kgd_{cp}^{\frac{1}{3}} b_{cp}^{\frac{1}{2}} V^{\frac{1}{2}}}{\alpha e^{\frac{N_m m}{3}}}, \quad (4.21)$$

где N_m — порядок реки по схеме А. Шайдеггера.

Отсюда, чем больше размер реки (ее водоносность, площадь бассейна, порядок), тем меньше критический уклон, а увеличение крупности наносов повышает его значения.

Горные реки по составу руслообразующих наносов никогда не бывают песчаными, так как скорости течения в них в несколько раз превышают неразмывающие для песка и даже мелкой гальки. Соответственно более мелкие наносы переходят во взвесь и не являются руслообразующими, они лишь кольматируют галечно-ва-

лунные отложения при формировании отмелей и в периферических частях русла с малыми скоростями течения.

Продольный профиль реки в условиях, близких к выработанному, описывается уравнением [Маккавеев, 1955]

$$Q^m I = \text{const}, \quad (4.22)$$

где m — коэффициент, равный приблизительно $2/3$ и различающийся в зависимости от Q ; величина const определяется шероховатостью ложа, формой живого сечения и другими характеристиками русла.

При прочих равных условиях, чем больше (длиннее) река, а значит, площадь ее бассейна и водность, тем меньше уклоны и больше вогнутость продольного профиля. Поэтому, чем ближе водораздельные хребты находятся к границе горной страны и предгорной равнинной области (Большой Кавказ, Заилийский Алатау), тем короче и маловоднее пересекающие горную страну реки, больше их уклоны, и все они по русловым процессам являются горными. Лишь наиболее крупные из них (с площадью бассейна больше 100 км^2) имеют в переходной (горы — равнины) зоне уклоны меньшие, чем соответствующие горным рекам, и они еще в пределах горной области становятся (по типу русловых процессов) полугорными.

В больших по территории и орографически сложных горных странах (Алтай, Саяны, горы Восточной Сибири, Средней Азии) увеличение водности рек (площади бассейнов более $10\,000 \text{ км}^2$) обеспечивает снижение уклонов до значений, характерных для полугорных (Катунь, Бия на Алтае) и равнинных рек (меньше $0,30\text{--}0,50\%$). Например, верхняя Лена на участке Качуг — Усть-Кут — устье Киренги, протекающая среди гор Прибайкалья, имеет уклоны $0,32\text{--}0,11\%$ (площадь бассейна у п. Качуг — $17,4 \text{ тыс. км}^2$, ниже устья р. Киренги — 140 тыс. км^2 ; среднегодовые расходы воды у п. Качуг — $87,6$, у г. Усть-Кута — 295 , ниже устья р. Киренги — $950 \text{ м}^3/\text{с}$). Однако равнинные (по русловым процессам) реки имеют в горах галечное или галечно-валунное русло. Таковы верхняя и средняя Лена и ее большие притоки (Киренга, Витим, Олекма, Алдан), Енисей, протекающий по границе Среднесибирского плоскогорья, Томь в пределах Кузбасса, верхний Амур. Это связано как с непосредственным поступлением в реки крупнообломочного материала с горных склонов (в бассейне верхней и средней Лены они покрыты курумами и осыпями), так и с выносами галечно-валунных наносов из горных притоков.

Такой состав руслового аллювия на равнинных реках горных областей создает их внешнее сходство с собственно горными реками, однако они различаются механизмом формирования русла и транспорта наносов, обуславливающих большую устойчивость русел, формирование галечно-валунных гряд с асимметричным (нормальным) профилем и т.д.

Продольный профиль реки, имеющей нарастающую от верховьев к низовьям водность, характеризуется вогнутой формой, причем стрела его прогиба смещена к верхнему течению. Это, однако, не исключает определенной ступенчатости продольного профиля даже в условиях, когда он является выработанным, и река характеризуется выровненной по длине транспортирующей способностью потока. Проявляясь в местных увеличениях уклонов, такая ступенчатость наиболее характерна для рек, полностью протекающих в горах, причем не только горных и полугорных, где она выражена наиболее отчетливо, но и равнинных, в том числе крупнейших, если они последовательно пересекают межгорные впадины и горные массивы. Первый случай (реки в горах) связан с консеквентным расположением реки,

заложеной по нормали к водораздельному и боковым хребтам и внутригорным впадинам между ними или чередованию консеквентных (поперек хребтов) и субсеквентных (параллельно им) участков. Второй случай можно проиллюстрировать двумя примерами. Средний Амур в пределах Зейско-Буреинской равнины имеет уклоны 0,085–0,099‰; при пересечении Малого Хингана на участке длиной около 100 км его уклоны возрастают более чем вдвое — до 0,185‰, хотя и остаются соответствующими равнинной реке. На верхней Лене уклоны снижаются от 28,2‰ в верховьях до 0,11‰ к устью р. Киренги, ниже возрастают до 0,17‰, где река прорезает Байкало-Патомское нагорье; далее вниз по течению к устью р. Олекмы они вновь уменьшаются до 0,05‰ и таковыми сохраняются до дельты, несмотря на то что перед ней на протяжении нескольких сотен километров река течет в Ленской трубе между Хараулахскими горами и кряжем Чекановского.

Пересечение реками различных морфоструктур сопровождается сменой геологического строения, литологии и инженерно-геологических характеристик горных пород. Это определяет поступление разного в отношении устойчивости к дроблению, истиранию, выветриванию и соответственно неоднородного по крупности обломочного материала. Учитывая значение крупности наносов в формировании уклона рек и изменении транспортирующей способности потоков, модель выработанного продольного профиля получает следующий вид [Чалов, 2008]:

$$IQ^m d^{-n} = \text{const.} \quad (4.23)$$

На равнинных реках с песчаным составом наносов и на крупнейших равнинных реках с галечно-валунными наносами, где огромная мощность потоков обуславливает возможность транспортировки крупных обломков, их размеры, как и на песчаных реках, несоизмеримо малы по сравнению с глубиной потока; поэтому крупностью наносов как фактором, определяющим шероховатость русла, можно пренебрегать.

Таким образом, выработанный продольный профиль горных и равнинных рек, протекающих в горах и имеющих галечно-валунный состав руслообразующих наносов, может иметь ступенчато-вогнутую форму. Степень приближения к нему реальных продольных профилей рек определяется интенсивностью вертикальных русловых деформаций в горных странах, в основном врезанием рек, хотя в отдельных случаях процесс выравнивания транспортирующей способности потоков в горах достигается направленной аккумуляцией наносов.

Направленность вертикальных русловых деформаций как отражение несоответствия кривых расчетного и фактического выработанных продольных профилей (4.23) иллюстрирует анализ их соотношения, дополненный анализом кривых связей расходов и уровней воды, выполненным для наиболее крупных рек полуострова Камчатка [Ермакова, 2008]. Для рек, стекающих с гор и далее на значительном протяжении протекающих по равнине, характерна четко выраженная вогнутая форма продольного профиля с резким перегибом при выходе из горных районов на равнину — Камчатка (рис. 4.21, а), Быстрая (Большая). Резкое уменьшение уклонов русла соответствует расширению дна долины, уменьшению количества и крупности поступающего со склонов материала и, следовательно, снижению затрат энергии потока на транспорт наносов.

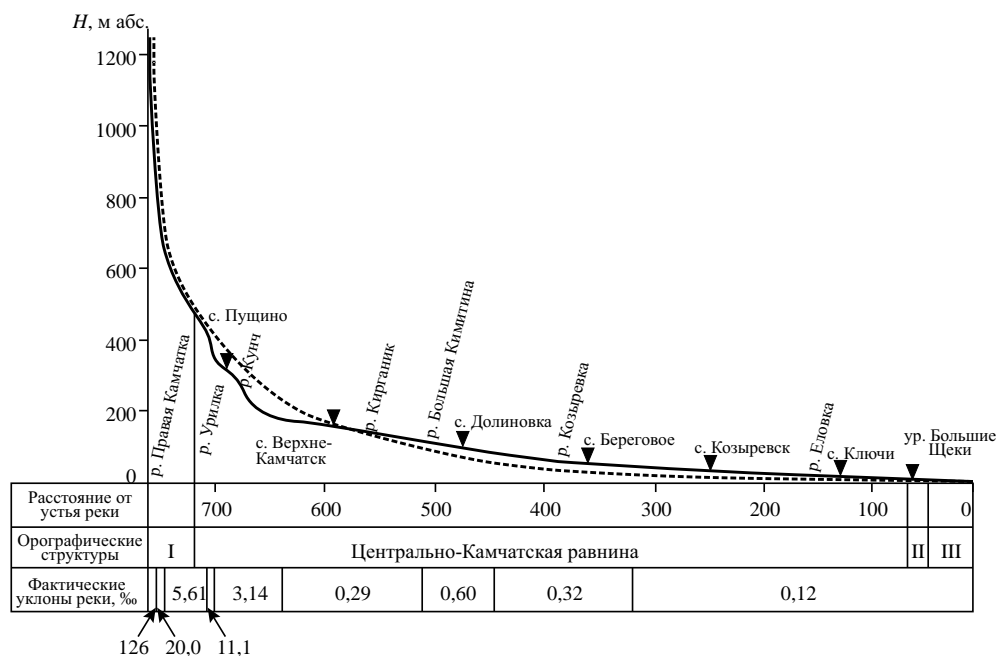
В горных районах положение кривой продольного профиля практически на всех реках совпадает с кривой выработанного профиля. В их верховьях происходит интенсивное поступление грубообломочного материала со склонов долин в речные русла и в условиях очень больших уклонов и скоростей течения вынос

его вниз по течению. При переходе от гор к равнинам резко снижаются уклоны русел при плавном увеличении водности реки, что обуславливает уменьшение транспортирующей способности потока и отложение здесь руслообразующих наносов. Так, на р. Камчатке об их аккумуляции на участке 720–580 км от устья свидетельствует положение кривой рассчитанного продольного профиля выше фактического (см. рис. 4.21, *a*) и оценка вертикальных деформаций по сопоставлению кривых $Q=f(H)$ за разные годы. По данным гидропостов Пушино и Верхне-Камчатск темпы аккумуляции составляют 1,0 и 1,9 см/год соответственно. Ниже г.п. Верхне-Камчатск благодаря аккумулятивной деятельности реки выше по течению сток наносов оказывается ниже транспортирующей способности потока, что вместе с общим поднятием Центрально-Камчатской равнины (порядка 500 м за новейший тектонический период) приводит к врезанию реки. О наличии процессов эрозии свидетельствует взаимное положение рассчитанного и фактического продольных профилей, а также сопоставление кривых $Q=f(H)$ по г.п. Долиновка и Козыревск — темпы врезания русла р. Камчатки здесь составляют 1,5 и 1,7 см/год соответственно.

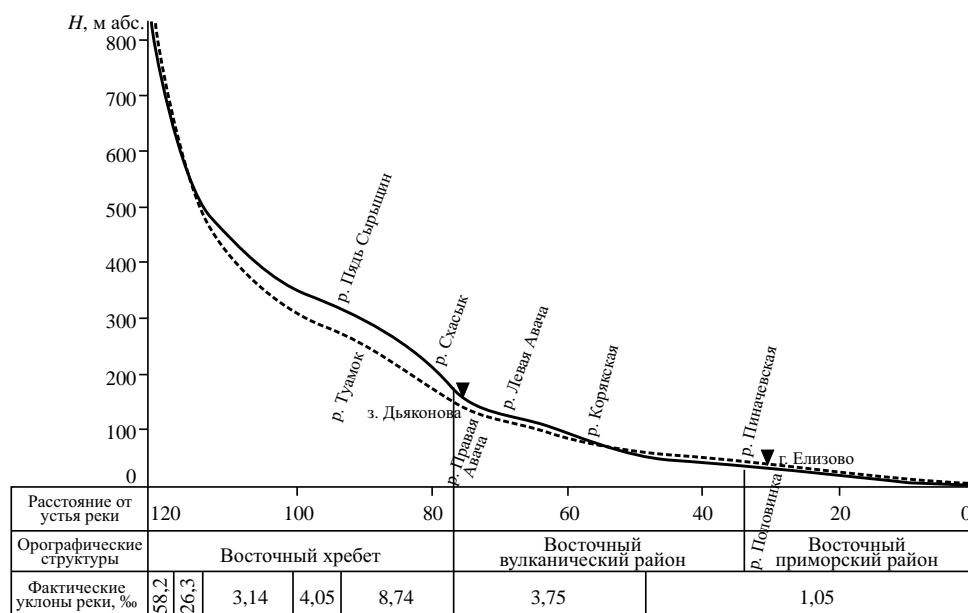
В среднем и нижнем течении р. Камчатки протекает вблизи районов действующих вулканов, что обуславливает поступление в речной поток большого количества пирокластического материала, который аккумулируется преимущественно в нижнем течении реки. По данным г.п. Ключи темпы накопления наносов здесь составляют 0,5 см/год. Однако кривая рассчитанного продольного профиля вплоть до самого устья реки оказывается ниже кривой фактического профиля (см. рис. 4.21, *a*), что не соответствует протекающим на данном участке аккумулятивным процессам. В данном случае использование формулы (4.23) оказывается неправомерным для рек, протекающих по территории или вблизи вулканических районов, поскольку в составе руслообразующих наносов значительная доля принадлежит пористым пирокластическим обломкам, которые при своих значительных размерах (d) имеют небольшие удельный вес и плотность и могут переноситься потоком на большие расстояния аналогично наносам малой крупности, но с большим удельным весом. В подобных случаях в модели требуется учет плотности обломков, поступающих в поток, т.е. $I=f(Q^{-m}, d, \rho_n^{-n})$.

Реки, протекающие на достаточно большом протяжении в горных районах, имеют слабоогнутую форму продольного профиля, перегиб профиля при выходе на равнину у них выражен слабее — таковы реки Авача (рис. 4.21, *b*), Быстрая (Эссовская), Ключевка, Первая Красная. В горных районах в условиях общего тектонического поднятия территории преобладают процессы глубинной эрозии в руслах рек. Однако общая тенденция врезания рек горных районов нередко нарушается участками преимущественно аккумулятивной деятельности рек из-за местных условий. Анализ кривых $Q=f(H)$ для малых горных рек, являющихся притоками более крупных, показывает, что в нижнем течении все они преимущественно аккумулируют. Накопление наносов обусловлено тем, что главная река оказывает подпорное воздействие на свои притоки.

В нижнем течении многих рек полуострова (Тигиле, Иче, Большой Воровской, Большой, Первой Красной) имеет место совпадение фактического продольного профиля с выработанным. Здесь реки имеют малые уклоны, полугорные русла обычно сменяются равнинными, при выходе на равнину резко расширяются их долины, уменьшаются удельные расходы воды и уклоны русла. Все это обуславливает снижение транспортирующей способности потока и отложение наносов. Сопоставление кривых $Q=f(H)$ подтверждает преимущественно аккумулятивную



а



— 1 — - - - 2 — ▼ г. Елизово 3

б

Рис. 4.21. Фактические (1) и выработанные расчетные (2) продольные профили рек Камчатки (а) и Авачи (б) на полуострове Камчатка; 3 — гидрологические посты

деятельность равнинных рек. Этому способствует устьевое удлинение рек, вызывающее регрессивную аккумуляцию наносов.

Плавность изменения уклонов водной поверхности рек нередко нарушается, и в продольном профиле обнаруживаются перегибы и ступени. Причины их образования различны.

Во-первых, они связаны с различной литологией коренного дна, крупностью и формой частиц аллювия, их плотностью, крутизной склонов долины, формой русла. На крупных реках перегибы продольного профиля на фоне общей вогнутости соответствуют чередованию сужений и расширений долины. Так, резкое сужение долины р. Быстрой при пересечении ею Срединного хребта, сложенного гнейсами, гранито-гнейсами и слюдяными сланцами, приводит к увеличению уклонов по сравнению с вышележащими участками в пределах Центрально-Камчатской депрессии. Долина реки глубоко врезана, что способствует активному проявлению склоновых процессов и поступлению большого количества крупнообломочного материала в русло. Чтобы компенсировать затраты энергии на преодоление шероховатости дна и обеспечить транспорт наносов, поток увеличивает уклон (с 1,0 до 2,4‰) и, как следствие, скорости течения (от 1 до 1,2 м/с).

Во-вторых, выполаживание продольного профиля происходит в местах слияния главной реки с крупными притоками, имеющими соизмеримую водность. Подобная ситуация наблюдается при впадении реклевой Авачи и Правой Авачи в р. Авачу.

В-третьих, если притоки выносят наносы более крупные, чем главная река, то уклон последней ниже узла слияния повышается. Подобные примеры можно найти на многих реках Камчатки: в верхнем течении р. Быстрой (Большой) ниже устьев рек Юртинной и Кедровки; на р. Камчатке ниже устья р. Правой Камчатки и ниже устьев рек Берши и Урилки (см. рис. 4.21, а). Здесь уклон русла на всех трех реках увеличивается по сравнению с уклонами на сопредельных участках приблизительно вдвое. Это связано с тем, что притоки перед впадением в главную реку имеют существенно большие уклоны, чем принимающие их реки, на всем протяжении они протекают в узких долинах и выносят в них значительное количество обломочного материала большой крупности, поступающего в их русла с крутых склонов горных хребтов.

В среднем течении р. Авачи на 75–100-м км ее продольный профиль имеет выпуклую форму — уклон реки в 100 км от устья составляет 4‰, к 75 км увеличивается почти в 3 раза, достигая 11,1‰ (рис. 4.21, б). Постепенное выполаживание продольного профиля реки обусловлено расширением долины по мере перехода от гор к равнинам. Однако ниже по течению (95–75 км от устья) в реку впадает большое количество притоков, стекающих с гор. Они незначительно увеличивают водность реки, но обеспечивают вынос в нее большого количества крупнообломочного материала, для транспорта которого требуется увеличение уклона русла в соответствии с зависимостью $d = f(I)$. Ниже по течению, на 75–70-м км от устья, впадение реклевой Авачи и Правой Авачи приводит к увеличению водности главной реки в 2 раза, что обуславливает рост мощности и транспортирующей способности потока. Создаются условия, благоприятные для выноса крупнообломочного материала, поступающего в русло реки, активизируются процессы врезания, происходит постепенное выполаживание продольного профиля, который практически достиг положения выработанного профиля, что еще сильнее подчеркивает выпуклую форму профиля выше по течению, где скорости врезания значительно меньше.

В-четвертых, крупные ступени продольного профиля определяются чередованием зон тектонических поднятий и опусканий. При тектоническом поднятии территории глубинная эрозия вскрывает прочные горные породы, что служит причиной образования перегибов продольного профиля. Локальным отрицательным структурам (Центрально-Камчатская депрессия) обычно соответствуют расширенные участки долины, где река течет по аллювиальному ложу и имеет более пологий уклон.

Тектоническое поднятие горных стран обуславливает абсолютное преобладание процессов врезания рек, протекающих в горах. При выработанном продольном профиле скорости обоих процессов — поднятие и врезание — должны быть равны; при невыработанном профиле врезание либо отстает от поднятия, что приводит к увеличению уклонов и общей крутизны продольного профиля по всей речной системе, либо превышает его. В первом случае невыработанность профиля становится со временем все больше. Так как при этом рост уклонов приводит к увеличению мощности потока (при неизменной водности реки), врезание постепенно интенсифицируется. Во втором случае продольный профиль русла приближается к выработанному, интенсивность врезания становится меньше.

Большой диапазон уклонов определяет разнообразие условий взаимодействия потоков и ложа рек, транспорта наносов, развития форм самого русла и рельефа русел горных рек. Поэтому последние по русловым процессам разделяются на несколько типов: горные с развитыми аллювиальными формами, горные с неразвитыми аллювиальными формами, порожисто-водопадные и селевые. Каждый из типов русловых процессов горных рек развивается в определенном интервале уклонов, нижнее значение которых является критическим (табл. 4.8). При этом вследствие различий в шероховатости, создаваемой наносами разной крупности (галечными, мелко- или крупновалунными, валунно-глыбовыми), реки одного размера характеризуются разными типами русловых процессов, что определяет скользящие интервалы уклонов, соответствующие каждому из них.

Таблица 4.8

Типы русловых процессов и соответствующие им интервалы уклонов (%) в зависимости от их размеров (площади бассейна и порядка) [Чалов, 2008]

Тип русловых процессов	Уклоны рек с площадью бассейна, км ²			
	> 1000	1000–100	100–10	< 10
	Порядка (по схеме А. Шайдеггера)			
	> 8,3	9,0–3,0	5,6–2,0	< 2
Равнинный	< 0,3–0,5	< 0,5–0,7	< 5–7	< 10–15
Полугорный	0,3–7	0,5–7	5–10	10–20
Горный: с развитыми аллювиальными формами;	1,0–14	5–17	7–30	15–80
с неразвитыми аллювиальными формами;	2,0–20	7–40	18–70	25–125
порожисто-водопадный;	> 4,0	> 20	> 25	> 40
селевой	—	> 15–30	> 30–100	> 70
Скальное русло	При всех уклонах			

Вследствие зависимости типов русловых процессов на горных реках от уклона при вогнутой форме продольных профилей создается вертикальная зональность в их распространении: от предгорий к высокогорью происходит последовательная смена полугорного русла различными типами горных вплоть до порожиисто-водопадного. Подобная схема вертикальной зональности русловых процессов на горных реках прослеживается на южном склоне Западного Кавказа, в Карпатах, других горных областях, в которых от главного водораздельного хребта до предгорных равнин или приемного водоема основные реки имеют преимущественно консеквентное направление. По долинам основных рек вследствие вогнутости продольных профилей аллювиальные типы русел горных рек «втягиваются» в высокогорную область, достигая подножья главных водораздельных хребтов. Поэтому конфигурация зон распространения тех или иных типов русел горных рек оказывается довольно сложной.

В горных областях, отличающихся ступенчатыми продольными профилями рек, наличием обширных внутригорных котловин и местных базисов эрозии (Алтай, Центральный Тянь-Шань, Памир), наблюдается неоднократное изменение типов русел вниз по течению, связанное с крупными перегибами продольного профиля.

На горных реках вследствие больших скоростей течения транспорт наносов осуществляется в виде гряд антидюнной формы при значениях числа Фруда F_r от 0,8 до 2,0 и сравнительно небольших уклонах (русла с развитыми аллювиальными формами) или сплошным слоем (бесструктурный транспорт) при $F_r > 2,0$. При очень больших уклонах на горных реках валуны и глыбы формируют порожиисто-водопадные русла. На горных реках с галечно-валунным составом руслообразующих наносов их транспорт и деформации русла осуществляются только в многоводную фазу режима и полностью прекращаются в межень.

Для многих горных рек характерна соизмеримость их глубин с крупностью руслообразующих наносов, представленных галечно-валунным и валунно-глыбовым материалом. В зависимости от продольного уклона гидравлический режим горных рек изменяется в широких пределах, определяя изменение условий развития русловых форм, транспорта наносов, перемещения крупных обломков. Преобладание галечных и валунных наносов на горных реках создает значительные неровности ложа потока, при этом чем крупнее слагающий русло материал, тем резче выражена пульсация скорости и тем неоднороднее состав аллювиальной отмытки, тем меньше сортированность руслообразующих наносов. Все это обуславливает большое разнообразие условий формирования русел горных рек и разделение их по типам русловых процессов на порожиисто-водопадные, с неразвитыми (безгрядовые) и с развитыми (грядовые) аллювиальными формами [Чалов, 1969, 1979]. Диапазоны уклонов, соответствующие типам русловых процессов на горных реках, неодинаковы у рек разного размера, отличающихся по крупности руслообразующих наносов и степени стесненности (ширины) русла. Морфодинамические различия между руслами разных типов определяются формами транспорта наносов. При любом типе русловых процессов русла горных рек могут быть врезанными, адаптированными или широкопойменными, характеризоваться той или иной морфологией (излучины, разветвления, относительно прямолинейное русло и их разновидности) и особенностями переформирования (горизонтальных деформаций). Для горных рек преобладающими являются врезанные русла.

Для горных русел с развитыми аллювиальными формами характерны грядовые аллювиальные образования — антидюны, соизмеримые с шириной русла и развивающиеся во время паводков. По мере увеличения вниз по течению водоносности

реки и уменьшения уклонов в руслах этого типа возрастает вероятность развития излучин. Переформирования русел зависят от морфологии речных долин. В ущельях, где развиты врезанные меандры, преимущественное распространение получили несмещающиеся гряды-перекаты, приуроченные к изгибам русла.

Горные русла с неразвитыми аллювиальными формами характеризуются равномерным распределением глубин по длине потока, нарушаемым крупными валунами и глыбами, образующими выступы над меженным уровнем. Здесь происходит сплошное влечение руслообразующих наносов по всему живому сечению потока. Русла этого типа отличаются корытообразной формой поперечного сечения и малой относительной глубиной. Они обычно занимают практически все дно долины, лишь изредка имея узкую пойму. Наиболее существенным фактором развития русла является соизмеримость размеров отдельных валунов и глубины потока. В руслах с неразвитыми аллювиальными формами перемещение наносов и русловые деформации осуществляются в результате сдвига отдельных валунов и глыб под влиянием полного использования удельной энергии сечения потока.

Порожисто-водопадные русла образуются при очень больших уклонах. Их морфологический облик определяется крупными валунами и глыбами, размер которых зависит от количества и характера поступления обломочного материала со склонов. Здесь наблюдается чередование участков сверхбурного потока на водопадах с эрозионными котлами.

Большую роль в формировании русел горных рек играет поступление в их русла обломочного материала за счет широкого развития оползней, обвалов, осыпей, селей, деятельности ледников. Доминирующие источники поступления материала в русло меняются по длине реки в зависимости от геолого-геоморфологических условий. При определенных условиях русловые процессы на горных реках, особенно в высокогорье, трансформируются в селевые благодаря перенасыщению потоков наносами и превращению их в бесструктурные. Нередко селевые выносы из притоков оказывают существенное влияние на продольные профили даже сравнительно крупных горных рек, состав руслообразующих наносов и тип русла. Сели на притоках выносят в главные реки огромные объемы твердого материала, превышающие транспортирующую способность русловых потоков. В результате этот материал, накапливаясь в русле реки при неоднократном прохождении селей в течение длительных отрезков времени (иногда тысячелетий), создает перегибы продольного профиля. При сходе особенно крупных, катастрофических по форме проявления селей их выносы могут создавать запруды с образованием временных озер [Богомолов, Виноградова и др., 2002].

На Западном Кавказе в бассейне р. Жозьвары в крупных осыпях, спускающихся к реке, сосредоточено более 300 тыс. м³ обломочного материала. При непосредственном контакте с осыпями в русло реки и ее притоков ежегодно поступает до 27 тыс. м³ обломков, что идентично 25% стока влекомых наносов. Поступление в течение длительного периода большого количества обломочного материала вызвало смещение русла р. Жозьвары и образование врезанной излучины [Хмелева, Виноградова и др., 2000]. Оползни, обвалы и осыпи оказывают локальное воздействие на морфологию русел и русловые деформации. Сужая русло, они способствуют интенсивному местному размыву дна, вплоть до появления глубоких ям. Обвалы на горных склонах являются причиной образования завальных озер. Большинство из них существует очень недолго, так как создающая их плотина при переливе через нее потока размывается, и озеро спускается. Иногда это сопровождается образованием селя из-за практически мгновенного спуска озера. Сели

формируются также при избыточном поступлении материала осыпей в русло при одновременном прохождении по реке паводка.

Если разнообразие русел горных рек определяется большим диапазоном изменений продольных уклонов и их большой величиной, определяющих через кинетичность потока разнообразие форм транспорта наносов и их морфологических проявлений, то равнинные реки со спокойным течением неодинаковы еще в большей мере из-за огромных различий в их водоносности, водном режиме, величине стока наносов и их составе: от ручьев и рек первого порядка с расходами воды от нескольких литров до кубометров в секунду до Амазонки со среднегодовым расходом воды более $170\,000\text{ м}^3/\text{с}$, от рек с предельно малой мутностью ($< 10\text{ г}/\text{м}^3$) до мутности $> 1800\text{ кг}/\text{м}^3$ во время половодья (р. Вэйхэ, приток Хуанхэ), от рек с песчано-илистым руслом до рек с галечно-валунным составом руслообразующих наносов. При этом их объединяют грядовая форма транспорта наносов и спокойный режим течения (условия кинетичности потока).

Типичной формой руслового рельефа равнинных рек являются асимметричные гряды разных размеров, имеющие пологий верховой и крутой низовой откосы. Смещаясь под действием потока вниз по течению, они составляют главную форму движения донных наносов и формируют их сток. Крупные гряды в условиях изменяющихся уровней воды создают предпосылки для развития тех или иных форм русла, поскольку каждая из них при определенных условиях может быть законсервирована и вызвать переход составляющих их наносов в речные отложения. Галечно-валунный состав наносов равнинных рек обуславливает сокращение иерархии грядовых форм вплоть до развития лишь макроформ, соизмеримых с шириной и глубиной реки. При илисто-песчаном составе руслообразующих наносов скорости потока могут существенно превышать неразмывающие ($V > 2,5V_{\text{н}}$). В этом случае транспорт наносов осуществляется в гладкой форме.

Изменение крутизны продольного профиля по длине реки обуславливает соответствующие изменения условий формирования русел рек. Особенно наглядно это проявляется на реках, берущих начало в горах и затем выходящих на равнину и имеющих вогнутый продольный профиль. Последовательное изменение продольного профиля таких горно-предгорно-равнинных рек сопровождается сменой сначала одного типа горного русла другим, затем полугорным и, наконец, равнинным. При нормальной вогнутой форме продольного профиля это определяет закономерную последовательность в их распределении по длине реки от предгорий к высокогорьям, что создает вертикальную поясность в пространственном распространении различных типов русловых процессов.

Аналогичная картина имеет место на больших реках, протекающих по горным территориям. Благодаря вогнутости продольных профилей, смещению стрелы прогиба к верховьям и высокой водности рек в пределах большей части верхнего, среднего и нижнего течений они имеют уклоны, соответствующие равнинным рекам, и являются по типу русловых процессов таковыми в горах (верхняя и средняя Лена, все ее большие правобережные притоки — Киренга, Витим, Алдан; верхний Амур и его составляющие — Шилка и Аргунь и т.д.). Во внутригорных котловинах и расширениях долин, особенно на месте бывших озер, заполненных мощными толщами аллювия, где происходит местное выполаживание продольного профиля, порожисто-водопадное русло сменяется обоими типами горного аллювиального русла, затем русло с развитыми аллювиальными формами вниз по течению переходит в русло с неразвитыми аллювиальными формами, потом снова в порожисто-водопадное. Это соответствует выпуклой форме продольного профиля ниже котловин.

Неоднократное изменение типов русла вниз по течению может быть связано также с отставанием процесса формирования выработанного продольного профиля от тектонического развития отдельных участков горной страны. Таковы реки бассейна верхней Амударьи, имеющие крутой перегиб продольного профиля на границе Восточного и Западного Памира. На Восточном Памире большие уклоны и порожиисто-водопадные русла реки имеют только в своих верховьях. Далее вниз по течению они протекают в слабо врезанных долинах, имеют небольшие уклоны и в основном русла с развитыми аллювиальными формами. При переходе на Западный Памир эти реки образуют глубокие ущелья, их уклоны возрастают в десятки раз, а русла вновь становятся порожиисто-водопадными.

На реках, от истока до устья протекающих по равнинным территориям, вогнутость продольного профиля выражена не столь эффектно, но при расположении истоков на возвышенностях повышенные уклоны в верховьях (первый — четвертый порядок) обуславливают формирование здесь русел горного типа, вплоть до порожиисто-водопадных. Еще в пределах возвышенностей такие русла становятся равнинными и таковыми являются на всем своем протяжении, если плавность изменений продольного профиля не нарушается ступенями на выступах, сложенных скальными породами (пороги на Днепре, Енисее). Постоянное чередование горных, полугорных и равнинных участков характерно для р. Онеги и рек Карелии, имеющих ступенчатые продольные профили.

Даже на такой типично равнинной реке, как Неман в верхнем течении (он протекает сначала по Столбцовой равнине и Верхненеманской низменности), вниз по реке происходит сначала быстрое, затем постепенное уменьшение уклонов. Ниже устья р. Шары при пересечении Гродненской возвышенности и Балтийской гряды уклоны возрастают, но ниже г. Каунаса вновь уменьшаются до минимальных значений. Изменения уклонов сопровождаются сменой широкопойменного русла в верхнем течении преимущественно врезанным и адаптированным в среднем и снова широкопойменным в нижнем течении.

4.4.2. Малые, средние и большие равнинные реки

Равнинные реки отличаются малым диапазоном изменения уклонов, они неодинаковы по условиям взаимодействия потока и русла из-за различий в соотношении глубины h и ширины b_p русел и, как следствие, механизме самих русловых процессов и форм их проявления. Малые реки характеризуются соизмеримыми величинами соотношения h и b_p . При этом величина h/b_p изменяется в 10–100 раз на реках от первого до девятого — тринадцатого порядка N_p (по Н.А. Ржаницыну [1985]). При дальнейшем увеличении порядка рек изменение h/b_p замедляется. По сравнению с реками первых порядков оно незначительно. Величина h/b_p на крупнейших реках превышает 10^3 (рис. 4.22).

Близкие результаты получены при применении других систем кодировки структуры речной сети. Например, зависимость между шириной русла b_p и порядком реки $N_{ш}$ (по системе А. Шайдеггера) в бассейне р. Белой (рис. 4.23, а) аппроксимируется экспоненциальным уравнением $b_p = 1,87e^{0,34N_{ш}}$. При этом начало перегиба кривой приходится на девятый — десятый порядок. Для глубины h , соответствующей этой ширине (рис. 4.23, б), также прослеживается тенденция роста глубины с увеличением порядка реки: $h = 0,22e^{0,16N_{ш}}$. Поэтому между отношением b_p/h и порядком реки (рис. 4.23, в) также существует явная связь $\frac{b_p}{h} = 7,0e^{0,19N_{ш}}$. На-

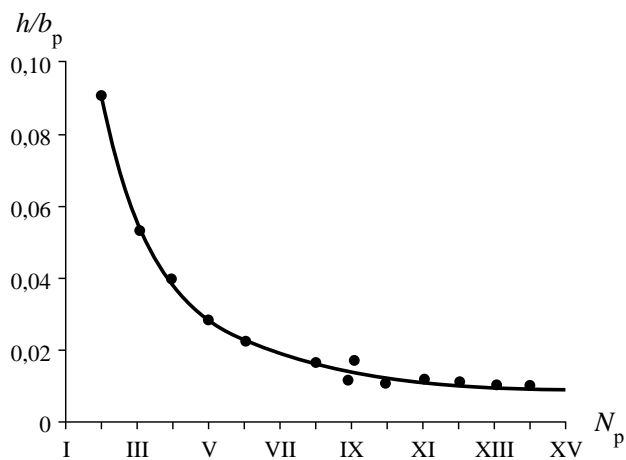


Рис. 4.22. Изменение относительной глубины русла h/b_p с увеличением порядка реки N_p [Ржаницын, 1985]

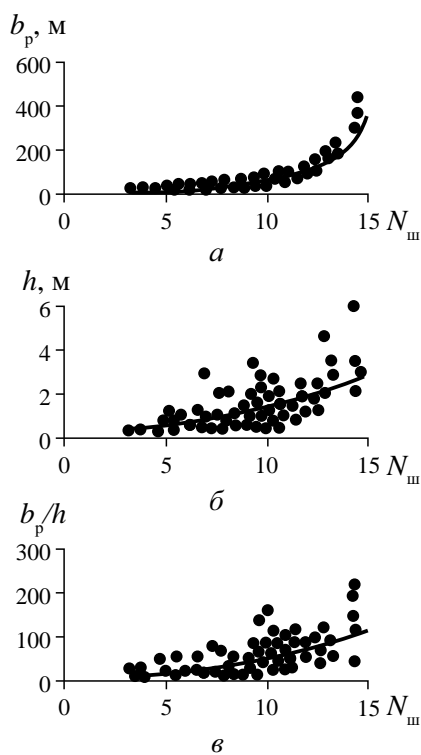


Рис. 4.23. Связь глубины h (а), ширины русла b_p (б) и отношения b_p/h (в) с порядком рек $N_{ш}$ для бассейна р. Белой [Чалов и др., 1999]

чина с десятого порядка увеличение отношения ширины к глубине с ростом $N_{ш}$ происходит быстрее. Для участков русла, на которых преобладает свободное меандрирование, зависимость ширины, глубины и b_p/h от $N_{ш}$ более тесная: коэффициенты корреляции равны 0,94, 0,76 и 0,90 против 0,86, 0,60 и 0,61 соответственно. Участки перегиба кривых зависимостей $b_p = f(N_{ш})$ и $b_p/h = f(N_{ш})$ также приходится на реки девятого — десятого порядка. Эту особенность увеличения интенсивности изменения морфометрических характеристик можно использовать для определения верхней границы малых рек. Она соответствует рекам с $N_{ш} = 10$. Границей между средними и крупными реками являются реки четырнадцатого — пятнадцатого порядка. Выбор этой границы обусловлен тем, при $N_{ш} > 14-15$ отношение b_p/h даже при незначительном возрастании $N_{ш}$ резко увеличивается. Зависимость $b_p/h = f(N_{ш})$ приобретает линейный характер, поскольку при существенном изменении ширины средняя глубина потока меняется незначительно.

В соответствии с приведенными графиками для рек средней полосы европейской части России граница между малыми и средними реками соответствует десятому — одиннадцатому порядкам. Верхний предел длин малой равнинной реки составляет 180–340 км. Если учитывать изменение водоносности (при $N_{ш} = \text{const}$) в различных природных условиях, то порядок, соответствующий верхней границе малых рек, должен быть меньше в гумидных областях и больше — в аридных. При формировании стока в гумидных условиях значения b_p/h увеличиваются быстрее по сравнению с условиями засушливых регионов страны с резко выраженной внутригодовой неравномерностью стока. Поэтому в аридных областях предельная длина малых рек достигает 500–800 км.

Различия в форме поперечных сечений русла определяют особенности структуры и динамики потока, гидравлические сопротивления, относительную шероховатость русел рек, которые отражают условия взаимодействия потока и русла. При параболической форме поперечного сечения ширина и глубина русел малых рек соизмеримы по величине. На реках первого порядка $b_p > 1,5h$, а при $N > 1$ $b_p/h = 4-6$. Поэтому на поток равноценно влияют и дно, и берега. В руслах средних и больших рек влиянием берегов можно пренебрегать из-за их предельно малого контакта с потоком по сравнению с дном. Иными словами, гидравлические сопротивления на малых реках в равной мере определяются дном и берегами, тогда как на средних и больших — грядовой или зернистой шероховатостью дна.

Полнота поперечного сечения (соотношение b_p и h) определяет также условия развития поперечной циркуляции в руслах. Наиболее ярко она проявляется на изгибах русла. Винтообразное течение на излучинах возникает в руслах, у которых b_p и h сопоставимы между собой. Н.И. Маккавеев [1955] показал, что ширина винтообразных течений не превышает $15-20h$. Этот вывод основывался в том числе на лабораторных исследованиях М.В. Потапова [1936], согласно которым искусственно возбужденная поперечная циркуляция возникает в потоке только при $b_p < 15-20h$. В более широком русле имеет место расхождение направлений поверхностных и донных струй потока или его разделение на несколько динамических осей. А.И. Лосиевский [1934] показал, что поперечная циркуляция, характерная для узкого глубокого русла, заменяется неоднородным течением с двумя и более динамическими осями в широком относительно мелком русле, причем каждая ветвь потока может характеризоваться своим винтообразным течением.

И.Ф. Карасев [1975] предложил оценивать условия движения потока в русле критерием его квазиоднородности $\theta = \frac{b_p}{h} \sqrt{\lambda}$, где $\lambda = \frac{2g}{C^2}$ — коэффициент гидрав-

лических сопротивлений; C — коэффициент Шези. В руслах малых рек величина θ достигает наименьших значений ($< 4,5$), что соответствует условиям сохранения потоком «формы компактной струи, имеющей размеры всего русла». На средних и больших реках значения θ возрастают, и при $\theta > 9,5$ в потоке образуются две и более ветвей течения, между которыми скорости меньше, формируются аккумулятивные образования, благодаря которым русло в конечном счете разделяется на рукава. Последнее соответствует уже большим рекам, поскольку на средних реках ($4,5 < \theta < 9,5$) обособленные зоны течения не образуются, но возникает широкая стрежневая зона без четко выраженной динамической оси потока. В результате малые, средние и большие реки отличаются по условиям взаимодействия потока и русла и типу русловых процессов. Эти различия сказываются на распространении меандрирующих, разветвленных и относительно прямолинейных неразветвленных русел, а для меандрирующих рек — на ряде специфических особенностей развития излучин на реках разных размеров.

Исследования, проведенные более чем на 30 малых, средних, больших и крупнейших меандрирующих реках европейской России, Сибири, Дальнего Востока, позволили выявить различия в характере связи среднемаксимальных расходов воды ($Q_{\text{макс}}$) с параметрами свободных излучин, прежде всего с характерными (модальными) значениями радиусов кривизны русла r . График связи $r = f(Q_{\text{макс}})$ условно можно разбить на три части. Нижняя его часть представлена данными по малым рекам, среднегодовые расходы которых не превышают $100 \text{ м}^3/\text{с}$, площади водосбора $10\,000 \text{ км}^2$ (притоки верхней и средней Оби, р. Инсар в бассейне Волги). Для этих рек зависимость $r = f(Q_{\text{макс}})$ носит степенной характер и является единой (рис. 4.24, а). Это подтверждается исследованиями на малых реках бассейна Сухоны [Джуха, 1984], равнинного Алтая [Павлов, 1994] и соответствует общепринятым представлениям о характере связи между переменными.

Вторая группа точек в координатах r и $Q_{\text{макс}}$ представлена данными по средним и крупным свободно меандрирующим рекам [Завадский, Чалов, 1997]. Широкое распространение этого морфодинамического типа русла на реках северной Ев-

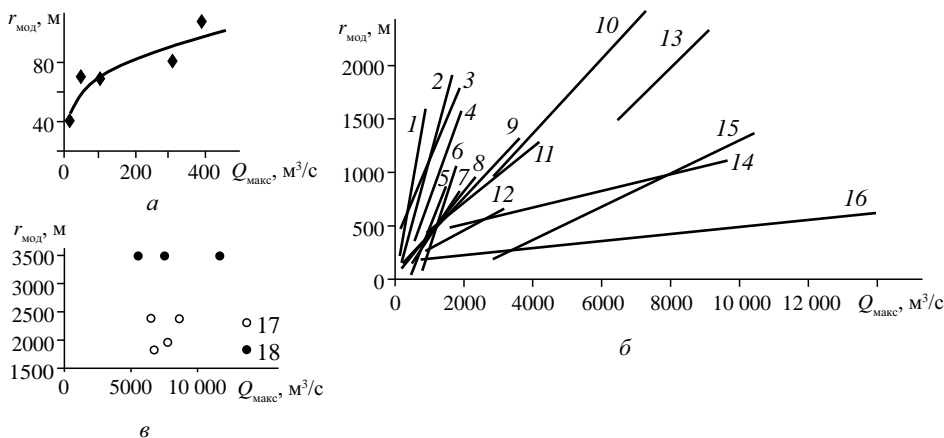


Рис. 4.24. Зависимость модального радиуса $r_{\text{мод}}$ от среднемаксимального расхода воды $Q_{\text{макс}}$ для малых (а), средних и больших (б), крупнейших (в) рек:

1 — Конда; 2 — Вычегда; 3 — Тромьеган; 4 — Белая; 5 — Сысола; 6 — Северный Донец; 7 — Днепр; 8 — Припять; 9 — Неман; 10 — средний Иртыш; 11 — Чулым; 12 — Десна; 13 — Вилюй; 14 — Яна; 15 — Ока; 16 — Урал; 17 — нижний Иртыш; 18 — Амур [Чалов и др., 1999]

разии позволило исследовать особенности процесса меандрирования в различных природных зонах. Анализ зависимости $r = f(Q_{\text{макс}})$ для этих рек показал, что связь имеет линейный характер. Уравнения связи отличаются параметрами (рис. 4.24, б), отражающими региональные различия в гидрологическом режиме, величине стока наносов, особенностях прохождения руслоформирующих расходов воды и устойчивости русел. Параметры уравнений связаны с коэффициентом внутrigодового распределения стока (соотношением среднегодовых и среднемаксимальных расходов воды), характеризующим естественную зарегулированность стока реки.

К третьей группе точек относятся данные по свободно меандрирующим участкам средней Оби, нижнего Иртыша, среднего Амура (рис. 4.24, в) — крупнейшим рекам, имеющим среднегодовой расход воды более 2000 м³/с. На этих реках зависимость между r и $Q_{\text{макс}}$ отсутствует. Нарастание водоносности рек не приводит к увеличению характерных элементов излучин. Аналогичный результат получен и для крупнейших рек Китая [Чалов, Лю Шугуан, 1998].

На больших и крупнейших реках (в условиях свободного развития русловых деформаций) основным морфодинамическим типом русла являются разветвления. По мере увеличения размеров реки преобладают при прочих равных условиях наиболее сложные их разновидности. Для средней Оби от Новосибирска до устья Томи характерны простые сопряженные и одиночные разветвления. На нижней и средней (ниже г. Якутска) Лене преобладают сложносопряженные и параллельно-рукавные разветвления. Если на Оби разветвления чередуются с другими типами русла, то на Лене они являются единственным типом русла.

Для малых рек разветвленное русло вообще нехарактерно. Отдельные острова образуются на них лишь при благоприятных для распластывания потока и аккумуляции наносов местных условиях (подпор от сужения дна долины или от слияния с притоком). На QI -диаграмме, построенной для малых и средних рек Алтайского региона [Смирнова, 2002], получен своеобразный «клин» разветвленных русел, показывающий, что малые реки либо свободно меандрируют, либо являются относительно прямолинейными или образуют врезанное русло, но не разделяются на рукава (рис. 4.25). Линии раздела между разветвленными и меандрирующими руслами и между разветвленными и относительно прямолинейными врезанными руслами с галечным составом руслообразующих наносов сходятся у начала «клина разветвления», соответствуя граничным условиям формирования разветвлений: среднегодовой расход воды — 30 м³/с, уклон дна долины — 5,4‰. При меньших значениях водности и больших значениях уклона разветвленные русла не образуются, что можно принять в качестве критериального условия формирования последних для данного региона.

Принципиальное различие малых и больших рек заключается в размерах и развитости гряд как формы транспорта наносов. Чем меньше река, тем проще структура гряд, вплоть до наличия лишь гряд-макроформ, соизмеримых с размерами русла на самых малых реках и в ручьях; гряды этих размеров являются микро- или даже ультрамикрoформами (на средних и больших реках). Их высота связана с глубиной потока и, следовательно, с порядком реки: по Б.Ф. Снищенко [Кондратьев и др., 1982] при $h < 100$ см $h_r = 0,25h$ (здесь h_r — высота гряды). Если $h < 100$ см, то $h_r = 0,20 + 0,1h$. Близкие результаты были получены Н.А. Ржаницыным [1985], установившим непосредственную зависимость отношения h_r/h от порядка реки: при $N_p = 3 - h_r/h = 0,18$, $N_p = 5 - h_r/h = 0,27$, $N_p = (7 - 9) - h_r/h = 0,25$, $N_p = 11 - h_r/h = 0,19$, $N_p = 13 - h_r/h = 0,13$, $N_p = 15 - h_r/h = 0,09$.

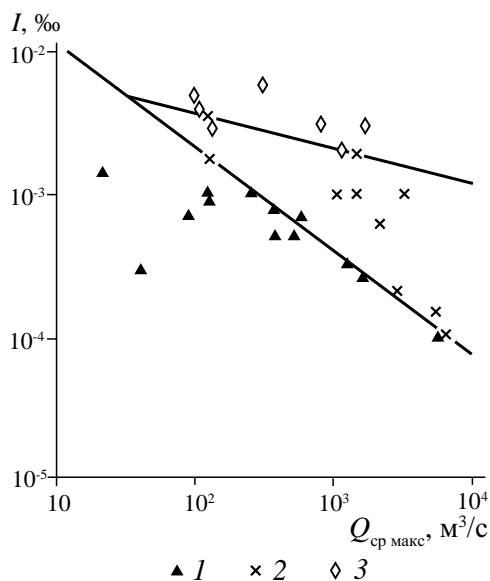


Рис. 4.25. Распределение морфодинамических типов русла в поле Q -диаграммы для малых и средних рек Алтайского региона [Смирнова, 2002]:
 1 — меандрирующее русло; 2 — разветвленное русло; 3 — полугорное прямолинейное врезанное русло

При большой полноте поперечного сечения русел и больших гидравлических сопротивлениях, обусловленных влиянием на поток берегов и грядовой шероховатости, малые реки (при прочих равных условиях) отличаются меньшими скоростями течения. В межень они снижаются до минимальных значений, особенно в плесовых лощинах. Последнее определяет быструю и заметную реакцию малых рек на изменение стока наносов, отражающую заиление и деградацию русел при повышенном поступлении с водосборной площади продуктов смыва, изменении гидрологического режима, непосредственном техногенном воздействии на русла рек.

Отличия руслоформирующей деятельности малых рек делает их специфическим объектом, занимающим «промежуточное положение между водосбором, с одной стороны, средней и большой рекой, с другой. В результате состояние малых рек в большей степени определяется гидрологическими процессами на водосборах, чем состояние крупных рек» [Коронкевич и др., 1994а]. Именно это обстоятельство определяет тесную связь условий формирования стока воды, наносов, эрозионных процессов на водосборах с характеристиками русел малых рек. Их заиление или деградация представляют собой одну из форм антропогенных проявлений направленности русловых процессов.

При прочих равных условиях устойчивость русел к антропогенным воздействиям значительно ниже на малых реках по сравнению со средними и большими. Чем крупнее река, тем больше сопротивляемость ее русла искусственным преобразованиям и меньше время требуется для установления динамического равновесия в системе поток — русло после прекращения действия антропогенного фактора. Поэтому при массовом и постоянном воздействии на реки и их водосборы русла малых рек быстро изменяются вплоть до их деградации. При таком же уровне

антропогенных нагрузок большие реки либо вообще не реагируют на них, либо изменяются в очень малой степени. Таково, например, воздействие распашки водосборов, сведения лесов, мелиорации в речных долинах: на малые реки эти факторы оказывают очень сильное влияние вплоть до их заиления, пересыхания и деградации, тогда как на средних и крупных реках их последствия не проявляются или наблюдается заиление лишь прибрежных зон русла. Трансформация русел средних и крупных рек начинается при масштабах воздействия, превышающих характеристики самих рек (по объемам стока воды и наносов, параметрам русел и т.д.). Она связана с крупным гидротехническим строительством, отбором воды на орошение, строительством дамб обвалования, сплошным выправлением русла в транспортных целях, массовой разработкой карьеров песчано-гравийных строительных материалов.

4.4.3. Морфодинамические типы русел. Условия формирования и деформации относительно прямолинейных, меандрирующих и разветвленных русел, перекаатов и перекаатных участков

В соответствии с законом ограниченности морфологических комплексов в процессе взаимодействия потока и русла при различных соотношениях водности рек, стока наносов, устойчивости, влияния других, внешних по отношению к реке, факторов формируются русла различных конфигурации в плане и изменчивости во времени. При этом каждая форма русла, будучи производной от воздействия на него потока, в обратной связи возбуждает в самом потоке явления и процессы, способствующие их существованию и дальнейшему развитию. Все многообразие форм русла сводится к трем основным морфологическим типам, которым соответствуют вполне определенные режимы деформаций: относительно прямолинейному, неразветвленному; извилистому, меандрирующему; разветвленному на рукава (многорукавному). При этом названия типа русла отражают как его внешний облик (морфологию), так и всю совокупность изменений форм русла в процессе их эволюции — от зарождения до отмирания, т.е. речь идет о морфодинамических типах русла.

В природе, однако, приходится иметь дело с различными вариациями форм русла, соответствующими различным стадиям или условиям их развития (рис. 4.26). Они могут быть широкопойменными, врезанными и адаптированными, развивающимися в переходных от свободных к ограниченным условиям развития русловых деформаций, а также формироваться на горных, полугорных и равнинных реках, где они приобретают присущие русловым процессам на этих реках специфические особенности развития. Широкопойменные русла отличаются наиболее полным набором разновидностей излучин, разветвлений относительно прямолинейного русла. Кроме того, для них характерно образование при определенных условиях (при наличии на реке не менее двух — трех интервалов руслоформирующих расходов, в слабоустойчивом или неустойчивом русле) форм русла второго и третьего порядков, осложняющих излучины, разветвления или прямолинейные участки, определяющие основной морфодинамический тип русла (рис. 4.27). Среди широкопойменных русел выделяются не только свободные, но и адаптированные и вынужденные излучины, которые в виде отдельных форм встречаются там, где меандрирующие русло подходят к коренному берегу реки. Адаптированным является также широкопойменное прямолинейное русло, проходящее вдоль коренного берега. В аналогичной ситуации оказываются также разветвления русла, но у них соответственно адаптированным может быть только один рукав, тогда как другой

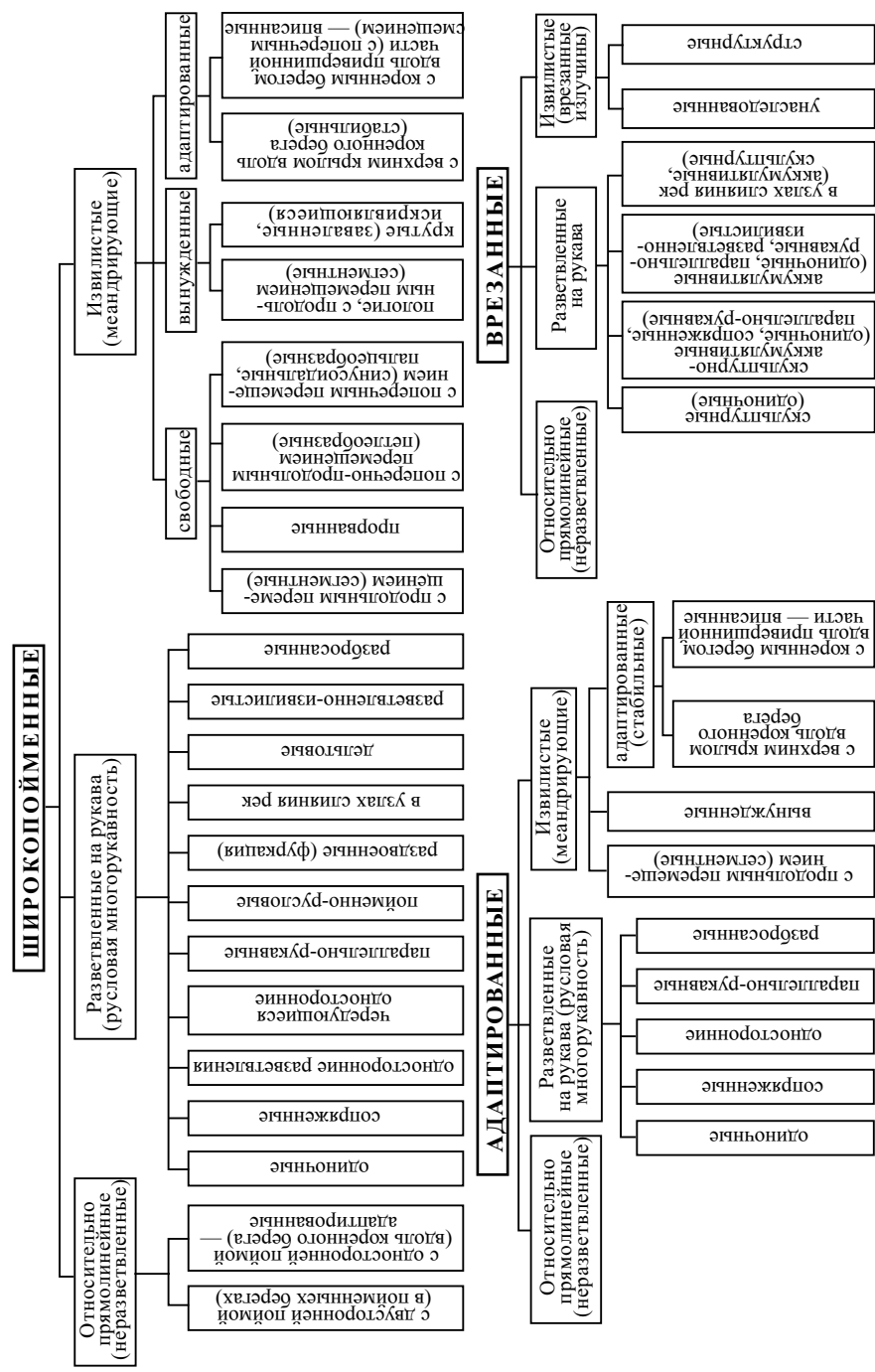


Рис. 4.26. Морфодинамические типы русел равнинных рек и их разновидности

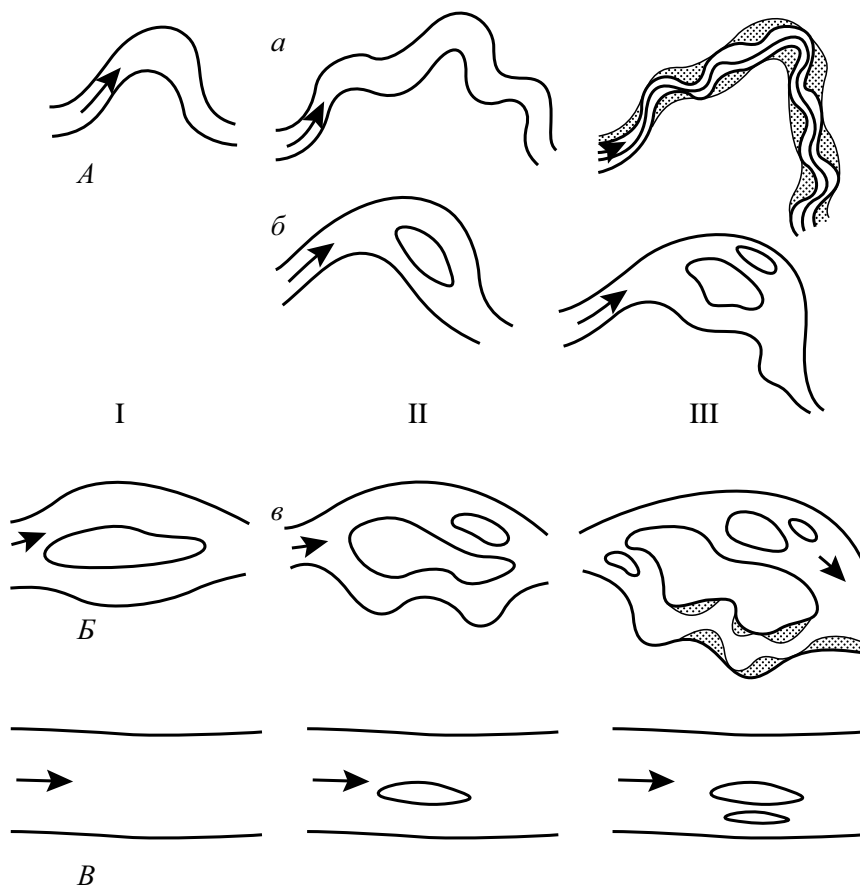


Рис. 4.27. Иерархия форм русла на излучинах (А), в разветвленном (Б), в прямолинейном русле (В); а, б, в — разновидности сочетаний русловых форм разных порядков. I — формы русла, определяющие его морфодинамический тип; II и III — формы русла, осложненные образованиями II и III порядков

находится между поймой и пойменным островом. Однако наличие коренного берега оказывает существенное влияние на переформирование всего разветвления.

Самое небольшое морфологическое разнообразие у врезанных русел, но в них встречаются только присущие им формы. Специфические формы русла присущи горным рекам, особенно имеющим порожиисто-водопадное русло.

Среди морфодинамических типов русла наименьшее распространение в природе получили *относительно прямолинейные, неразветвленные* (14,2% от общей длины рек Северной Евразии [Русловой режим..., 1994]), особенно в условиях свободного развития русловых деформаций (4,3%). Это объясняется неустойчивостью прямолинейного движения потока [Замышляев, 1982; Гришанин, Замышляев, 1985], который изгибается под влиянием внешних по отношению к потоку факторов или благодаря действию силы трения, направлений поперек русла, и реакции дна, направленной по нормам к оси потока, либо разделения на несколько ветвей течения при его распластанности (большом соотношении b_p/h или повышений шероховатости русла).

Поэтому для приобретения руслом прямолинейной формы и, что главное, ее сохранения требуются некоторые дополнительные условия: 1) ограниченность развития русловых деформации в районах распространения скальных пород, где русла рек следуют вдоль линейно вытянутых разломов, зон трещиноватости, границ морфоструктур (рис. 4.28, а); 2) малый сток руслообразующих наносов, при котором в русле не формируются крупные гряды (макроформы), обсыхающие в межень и способные закрепляться растительностью, что приводит к образованию первичного изгиба русла (рис. 4.28, б); 3) наличие коренного незатопляемого берега и односторонней поймы, вследствие чего в половодье возникнет перекоп водной поверхности и циркуляционные течения, способствующие поперечному переносу наносов в сторону затопленной поймы (рис. 4.28, в); 4) большая подвижность побочной и осередков в слабо- или неустойчивом русле с двусторонней поймой, где они не успевают зарости и закрепить образующийся первичный изгиб русла (рис. 4.28, г).

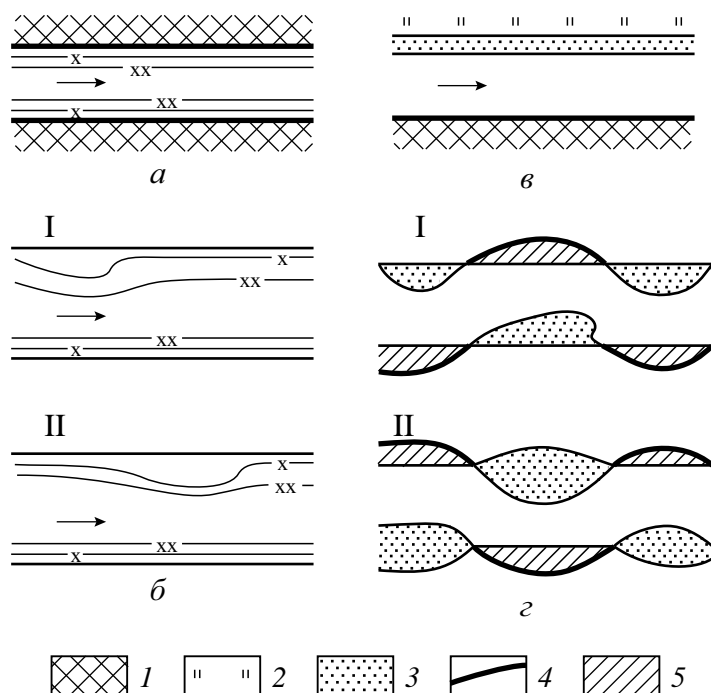


Рис. 4.28. Условия формирования прямолинейных неразветвленных русел:

а — в условиях ограниченного развития русловых деформаций в районах распространения скальных пород; б — при отсутствии крупных грядовых форм руслового рельефа, обсыхающих в межень; в — при расположении широкопойменного русла вдоль коренного берега; г — при большой подвижности побочной (I, II) — сопоставленные планы русла; 1 — коренной берег; 2 — пойма; 3 — побочки; 4 — подмываемые берега; 5 — зоны размыва берегов)

Переформирования прямолинейных широкопойменных русел в зависимости от условий формирования заключаются в их направленном смещении в сторону коренного берега под влиянием возникающего в многоводную фазу режима циркуляционных течений, вызывающих его систематический подмыв и создание дефицита наносов возле него. При отсутствии ведущего берега смещение крупных гряд-

макроформ (побочней, осередков) в русле вызывает размывы противоположных им берегов, причем положение фронта размыва по каждому из них постоянно меняется, и ранее размываемые участки берега перекрываются ими. При малом стоке наносов прямолинейное русло оказывается квазиустойчивым в плане и характеризуется заросшими берегами. Поэтому такие русла свойственны малым рекам от истока до рек третьего — четвертого порядка, где или руслообразующие наносы отсутствуют, или их количество недостаточно для формирования крупных гряд. Во всех случаях наиболее существенно русловые деформации в прямолинейных руслах проявляются не на уровне самого русла, а на более низком структурном уровне — грядовых форм руслового рельефа. Во врезанных руслах их переформирования сказываются лишь на протяжении геологических отрезков времени из-за недеформируемости скальных берегов и часто связаны с провоцируемыми потоком склоновыми процессами (обвалы, осыпи).

Извилистые (меандрирующие) русла — наиболее распространенный морфодинамический тип русел. Они составляют 63,8% от общей длины рек Северной Евразии [Русловой режим..., 1994], причем на долю врезанных излучин приходится 13,2% длины рек. У рек с широкопойменным руслом доля свободно меандрирующего русла в отдельных бассейнах достигает 80–95%.

Причиной формирования излучин русла служит искривление потока вследствие неустойчивости прямолинейного движения или образования поперечного изгиба под влиянием внешних воздействий на поток. Однако зарождение излучины как формы русла есть следствие транспорта наносов в виде крупных гряд — побочней и их закрепления растительностью. Дальнейшее развитие излучины определяется трансформацией скоростного поля потока на изгибе, возникновением в нем зон ускорения и замедления течения (рис. 4.29, а), как следствие, увеличением мощности потока, которая пропорциональна кубу его скорости, и ростом размывающей и транспортирующей способности. Распределение течений на излучине описывается уравнением $r\sqrt{V} = \text{const}$ (r — радиус кривизны) и обуславливает ее продольное (вниз по течению) смещение (рис. 4.29, б). Одновременно под влиянием различий в скоростях потока у выпуклого и вогнутого берегов и возникающих на изгибе центробежных сил образуются поперечный перекоп водной поверхности $\Delta z = \frac{b_p V^2}{gr}$ и циркуляционные течения, направленные от вогнутого берега к выпуклому, создающие поперечный перенос наносов и соответственно поперечное (к оси пояса меандрирования) смещение излучины (рис. 4.29, в, г).

По мере искривления излучины, с одной стороны, увеличивается неравномерность скоростного поля потока, растет мощность потока и активизируется поперечная составляющая смещения излучины; с другой стороны, увеличиваются длина русла и потери энергии потока. При степени развитости излучины $l/L = 1,6$ (l — длина русла по излучине, L — ее шаг) гидравлическая выгодность извилистой формы русла утрачивается [Маккавеев, 1955], и либо излучина спрямляется (образуется прорванная излучина — незавершенное меандрирование согласно терминологии ГГИ [Попов, 1965; Кондратьев и др., 1982]), либо сегментная по конфигурации излучина трансформируется в петлеобразную (рис. 4.30), состоящую из трех следующих друг за другом изгибов: первый и третий изгибы представляют собой вновь образованные сегментные излучины на крыльях исходной, вторая, центральная, наследует ее привершинную часть. Развитие такой сложной излучины заключается в продолжающемся поперечном смещении привершинной части

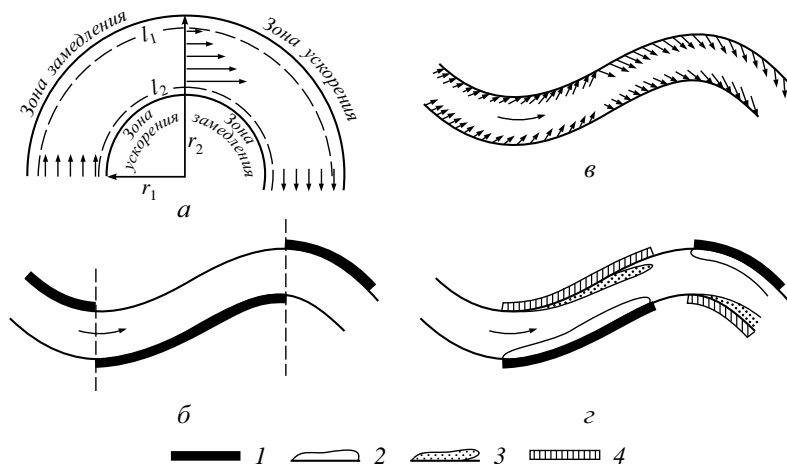


Рис. 4.29. Скоростное поле потока и его воздействие на берега в излучине русла [Макавеев, 1955]:

a — векторы средних скоростей течения; *б* — расположение подмываемых потоком берегов (1); *в* — направление циркуляционных течений; *г* — зоны размыва берегов (1) и дна (2), аккумуляции наносов (3) и образования прирусловых отmelей (4)

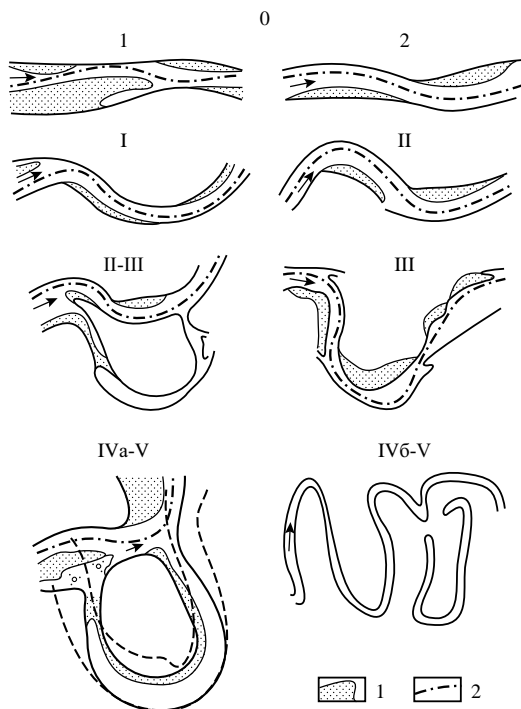


Рис. 4.30. Свободные излучины, находящиеся на разных стадиях развития:

0 — начальная (извилины динамической оси потока: *a* — р. Вилюй (425–420 км от устья); *б* — р. Чулым (320–318 км); I — пологая сегментная, р. Вилюй (300–290 км); II — развитая сегментная, р. Чулым (296–293 км); II–III — прорванная, р. Выгедга (209–202 км); III — крутая сегментная, р. Вилюй (86–82 км); IVa–V — петлеобразная и ее спрямление, р. Обь выше г. Барнаула; IVб–V — синусоидальные и их спрямление, р. Днестр (141–137 км); 1 — прирусловые отmelей; 2 — фарватер

и встречном размыве берегов на ее крыльях вследствие развития здесь вновь образовавшихся вторичных излучин, что в конечном итоге приводит к ее спрямлению (рис. 4.31). Если образование новых излучин на крыльях исходной не возникает (например, при глинистом строении поймы), последняя трансформируется в синусоидальную или пальцеобразную, характеризующуюся вытянутыми прямолинейными вставками между крутыми поворотами русла в вершинах смежных излучин. Эти излучины при условии $r < 2,0b_p$ в привершинной части обычно стабилизируются из-за периодического размыва выпуклого берега и образования водоворотной области у вогнутого; их спрямление возможно при катастрофических паводках (половодье), во время которых возможен размыв шпоры излучины в ее основании.

Излучины русла по своему морфологическому облику, формам смещения (деформациям) и в зависимости от стадии развития могут быть разделены на несколько морфодинамических типов (рис. 4.32) — от извилины динамической оси потока, огибающей побочень, обсыхающий в межени, до крутой петлеобразной или пальцеобразной излучины. Завершающей стадией развития излучины может быть как развитая или крутая сегментная излучина, при которой утрачивается гидравлическая выгода извилистой формы русла, так и крутая петлеобразная или пальцеобразная излучина. Каждому типу излучины (стадии ее развития) присущи определенные соотношения между ее параметрами (радиусом кривизны r , шагом L , стрелой прогиба $h_{и}$, длиной l).

При определенных, обычно внешних, условиях форма излучин может усложняться. Наиболее типичным является образование заваленных излучин, у которых вершина смещена вниз или вверх относительно их геометрической оси. В первом случае это связано с совпадением воздействия скоростного поля потока и циркуляционных течений в нижнем крыле и их разнонаправленностью в верхнем (см. рис. 4.29); во втором случае это возникает при подпорных явлениях в устьевых областях рек во время нагонов или приливов, в узлах слияния рек, а также при сливе осветленных пойменных вод к вершине излучины с низкой поймы или вдоль незатопленного в половодье берега (вынужденные излучины) [Чалов, 2011].

Скорости смещения излучин (и соответственно размыва берегов) колеблются в широких пределах, определяясь устойчивостью русла, литологией слагающих берега отложений, гидравлическими характеристиками потока, размерами прирусловых отмелей (они состоят из двух-трех побочней, формирующихся у выпуклых



Рис. 4.31. Спрямление петлеобразной излучины р. Озерки (приток р. Кудьмы, Нижегородская область): а — 2007 г.; б — 2010 г.; в — 2012 г.

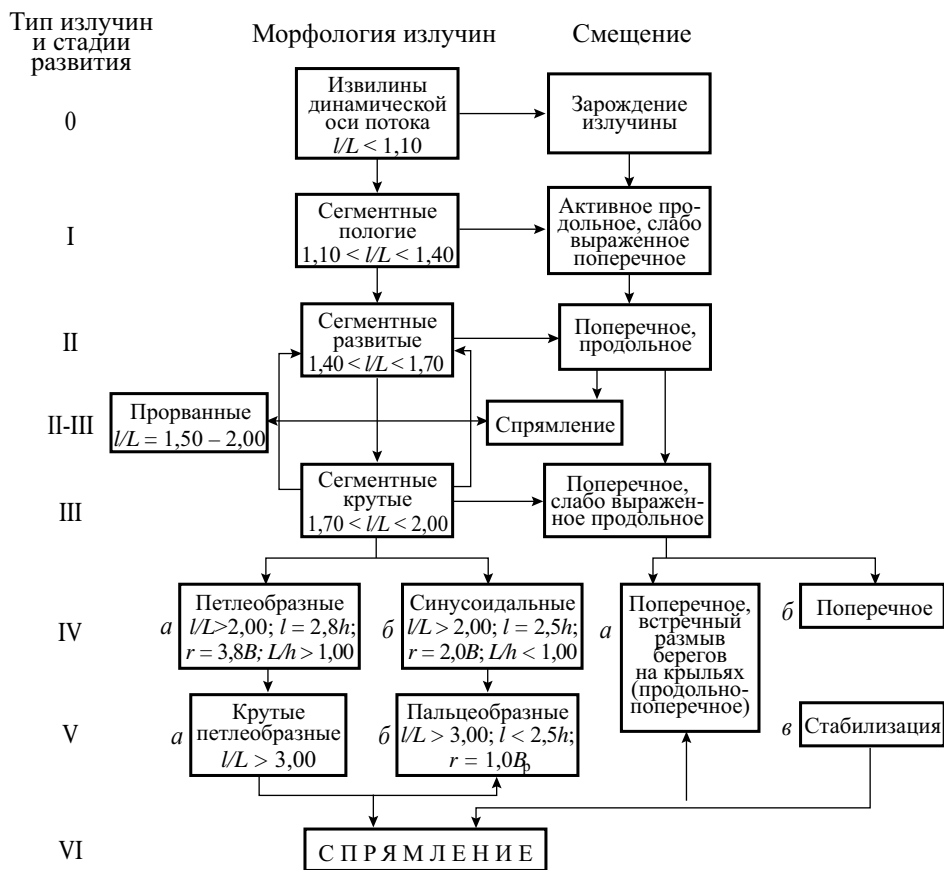


Рис. 4.32. Классификация свободных излучин по морфологии и форме смещения в зависимости от стадии развития и соответствующие им соотношения морфометрических параметров (r — радиус кривизны; L — шаг; h_n — стрела прогиба; l — длина; l/L — степень развитости; L/h_n — показатели формы) (по Р.С. Чалову и др. [2004], с изменениями и дополнениями)

берегов) и, следовательно, величиной стока руслообразующих наносов и их малой подвижностью — от долей метра — нескольких метров до 25–40 м в год. При этом одновременно меняются параметры излучин — радиусы кривизны r , степень развитости l/L (табл. 4.9).

Таблица 4.9

**Изменения параметров свободных излучин р. Вычегды
(по [Белый, Иванов и др.; 2001])**

Расстояние от устья, км	Названия излучин	Год	Параметры	
			r , км	l/L
210–204	Яренская	1910	1,5	1,76
		1953*	1,2	2,04
186–182	Харловская	1910	1,5	1,42
		1994	1,4	1,57

Расстояние от устья, км	Названия излучин	Год	Параметры	
			r , км	l/L
182–178	Кулигская	1910	1,5	1,63
		1994	1,25	1,71
158–154	Ошлапьевская	1910	1,5	1,30
		1994	1,4	1,43
154–149	Верхняя Княжинская	1910	1,25	1,48
		1994	1,0	2,05
149–146	Нижняя Княжинская	1910	3,5	1,44
		1994	1,1	2,07

*В середине 1950-х гг. излучина спрямлялась.

Несмотря на такие значительные скорости развития, которые благодаря размыву берегов составляют главный элемент опасности при любых видах освоения приречных территории, их спрямления — достаточно редкое явление. На нижней Вычегде (слияние с р. Сысолой — устье) за весь XX в. произошло спрямление трех излучин из нескольких десятков, на средней Оби ниже устья Томи за тот же срок — двух и т.д. В результате общий срок существования излучин от зарождения до спрямления — сотни и даже тысячи лет. При благоприятных условиях ($l/L > 1,4–1,7$; прохождение руслоформирующих расходов воды при затопленной пойме) и необходимости обеспечения безопасности объектов жизнедеятельности возможно искусственное спрямление излучин, которое будет способствовать естественному процессу.

Специфические формы меандрирования возникают при образовании вынужденных излучин. Располагаясь на подходе потока к высокому трудно размываемому незатопляемому берегу, их верхнее крыло находится среди поймы и развивается свободно, тогда как нижнее стабилизировано. Слив воды в половодье с вышележащего пойменного массива приводит здесь к переуглублению русла, укреплению положения вершины и, как следствие, постоянному развороту излучины в направлении к ней (формируется заваленная излучина). Этому способствует также подпор руслового потока в половодье от набегания на незатопляемый берег, который усиливается по мере увеличения угла подхода потока α к нему и от сливающихся сюда вод с поймы. Излучина приобретает резко выраженную гипертрофированную форму с вершиной, смещенной вверх по отложению к геометрической оси излучины, причем степень развитости l/L оказывается $> 2,0–3,0$. В этих условиях возможно спрямление излучины (рис. 4.33).

В относительно узкой долине, где ширина поймы $B_n \approx 3–7b_p$, наряду с подобными вынужденными излучинами встречаются и другие их разновидности: сегментные, касающиеся в своих вершинах коренных берегов и характеризующиеся исключительно продольным смещением; адаптированные, с верхним крылом у коренного берега и нижним в пойменных берегах; комбинация вынужденных и адаптированных, создающих сложные излучины сундучной формы; вписанные, у которых привершинные части на всем их протяжении имеют вогнутый берег, представленной легко размываемым уступом песчаной надпойменной террасы. Последние, как и вынужденные, нередко встречаются в широкопойменном русле в виде отдельных форм, возникающих там, где река подходит к уступу террасы. Их

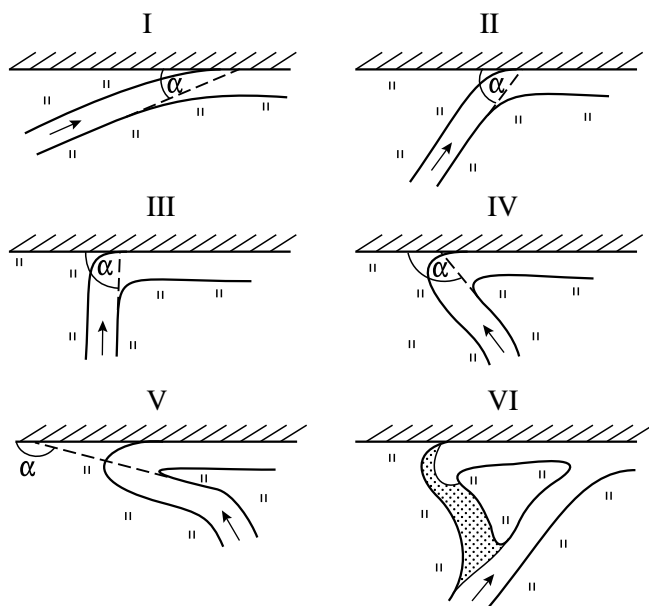


Рис. 4.33. Эволюция вынужденной излучины. Стадии развития: I — пологая ($\alpha < 30^\circ$); II — развитая ($\alpha = 30-75^\circ$); III — крутая ($\alpha = 75-100^\circ$); IV — заваленная ($\alpha = 100-135^\circ$); V — гипертрофированная ($\alpha > 135^\circ$); VI — спрямление

размыв происходит с повышенными скоростями (до 30–40 м/год), так как весь поток половодья воздействует на подмываемый берег. Таковы Толоконная гора на Северной Двине, размывы которой — источник поступления в русло большого количества наносов и формирования на реке самого сложного перекатного участка, Колпашевская излучина на средней Оби, где на вогнутом берегу находится г. Колпашево, за 100 лет потерявший часть своей территории, вытянутой полосой шириной 1,5 км вдоль реки на несколько километров [Чалов, Сурков и др., 2012], Тарадановская излучина на верхней Оби.

Разветвленные русла характерны для больших и особенно крупнейших рек, на которых в условиях свободного развития русловых деформации они абсолютно

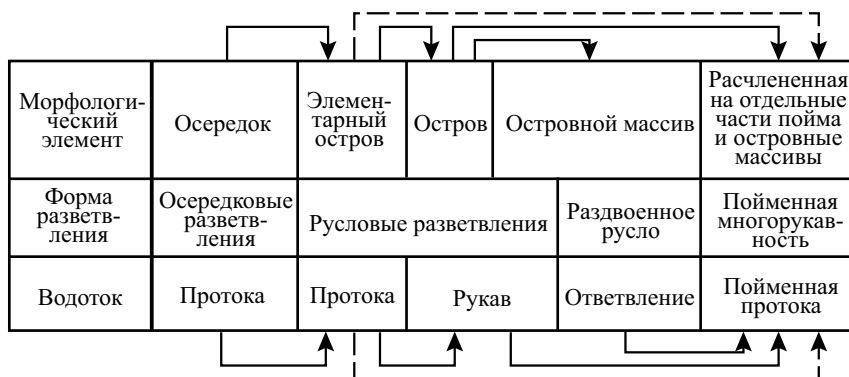


Рис. 4.34. Схема структуры разветвлений — осередковой, русловой (островной), пойменной и пути их эволюции (показаны стрелками) (по [Чалов и др., 2011], с изменениями)

доминируют. В среднем они составляют 30–35% от общей длины рек Северной Евразии [Чалов, 2011]. Различные по длине, водности и другим параметрам протоки и рукава и связанные с ними осередки, острова, островные и пойменные массивы и возможный последовательный переход от простых форм ко все более сложным в ходе эволюции создают определенную структуру разветвленных русел и пути их эволюции (рис. 4.34). В условиях сезонной и многолетней изменчивости стока и соответственно наполнения водой русла в бровках поймы возможна временная трансформация структуры разветвлений. В этом смысле первичным элементарным проявлением разветвленности русла можно считать разделение меженного потока крупными фракциями русловых отложений или обломками горных пород — *точечная разветвленность* (рис. 4.35) [Алексеевский, С. Чалов, 2009]. Она характерна для горных рек, когда глубина потока в межень мало отличается или меньше диаметра русловых отложений. Отношение ширины пояса руслоформирования к ширине русла $B_{пр}/b_p$ в этом случае стремится к 1 (табл. 4.10). При более высоких уровнях воды этот тип разветвленности постепенно утрачивается. Период существования ее ограничен периодом межени $0 \leq \tau_p \leq (365 - T_n)$, где T_n — продолжительность (дни) половодья и паводков (рис. 4.36). На равнинных реках точечные разветвления связаны с камнями-одиночками, а также микро- и ультрамикрoформами грядового рельефа на поверхности крупных отмелей, обтекаемых потоком в период спада уровней перед их обсыханием.



Рис. 4.35. Точечная разветвленность русла горной реки в межень (р. Баксан, Кавказ). Фото С.Р. Чалова

Таблица 4.10

Пространственно-временные масштабы существования структуры разветвлений

Разветвления	Характерный пространственный масштаб проявления разветвленности	Относительный пространственный масштаб разветвлений $B_{пр}/b_p$	Период существования разветвлений τ_p
Точечные	Частицы русловых отложений или обломки горных пород	1–2	$0 \leq \tau_p \leq 365 - T_n$
Осередковые	Мезоформы и макроформы руслового рельефа		
Русловые	Формы русла	1–3	$365 - T_n \leq \tau_p$
Пойменные	Элементы рельефа поймы	> 3	$T_n \leq \tau_p$

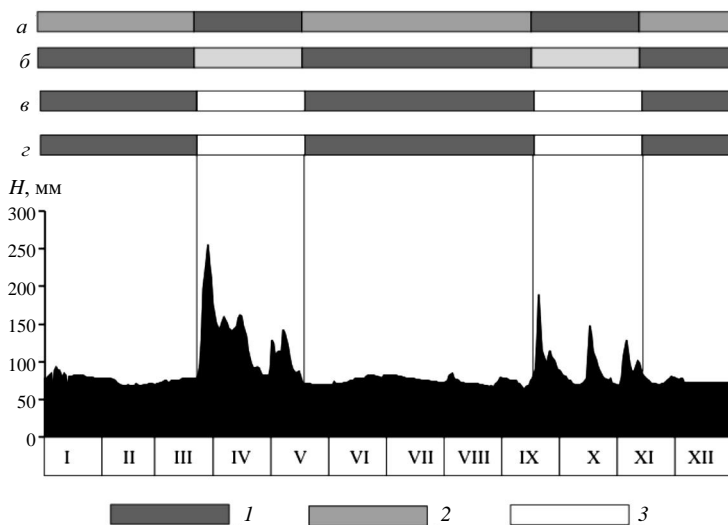


Рис. 4.36. К характеристике постоянного (1) и возможного (2) существования пойменной (а), русловой (б), осередковой (в) и точечной (г) разветвленности для рек с восточно-европейским типом водного режима; 3 — разветвленность отсутствует [Алексеевский, С. Чалов, 2009]

Осередковые разветвления существуют только в межень или на спаде половодья (паводка), они представляют собой обсохшие части крупных гряд-макроформ, отделенных от берегов протоками. При прохождении половодья и паводков осередки затапливаются, этот тип разветвленности утрачивается, и на участке в бровках поймы формируется неразветвленное русло. Продолжительность их существования определяется неравенством $0 \leq \tau_p \leq 365 - T_n$. Они трансформируются в русловые разветвления при превращении осередка вследствие его зарастания кустарником в элементарный остров.

Основные элементы *руслового (островного) разветвления* — рукава с разделяющими их островами и островными массивами. Последние формируются при отмирании протоков возле элементарных островов и увеличении их размеров за счет причленения к ним побочней, кос и их зарастания. Предельной формой эволюции русловых разветвлений являются раздвоенные русла, представленные рукавами, отделенными от основного русла очень крупными островными массивами (длиной — сотни, шириной — десяти километров). Неполное отмирание рукавов и ответвлений при причленении к пойме и объединении островов приводит к формированию пойменной многоорукавности — расчленению пойменных массивов, в том числе островных, пойменными протоками на отдельной части. Наряду с этим каждое русловое разветвление может осложняться разветвлениями второго/третьего порядка (или излучинами того же ранга) или разделяться прибрежными и межостровными второстепенными протоками.

Таким образом, русловая многоорукавность связана с делением потока островом или группой островов. Поэтому разветвления этого типа существуют практически постоянно. Лишь в периоды максимального стока острова затапливаются, но единое русло не восстанавливается, так как древесная и кустарниковая растительность на поверхности островов обеспечивает сохранение разветвленности потока. Время существования структуры русловых разветвлений ограничено периодом времени $365 - T_n \leq \tau_p$.

Между длиной элементарного острова L_0 и его шириной B_0 устанавливается соотношение $L_0 = kB_0$, где k — коэффициент, зависящий от размеров исходных осередков и направленности смещения оголовка острова (его размыва или аккумуляции возле него наносов), вследствие чего острова приобретают каплевидную или веретенообразную форму. Каплевидная форма обеспечивает минимум сопротивлений при $L_0/B_0 = 3-4$ [Baker, 1977; Komar, 1983]. Если это соотношение не выдерживается, то остров либо удлиняется ($L_0/B_0 > 3-4$, преобладает сопротивление трения), либо увеличивается в ширину ($L_0/B_0 < 3-4$, преобладает сопротивление, связанное с формой острова). Дальнейшая эволюция островов, происходящая из-за объединения элементарных островов, роста кос в ухвостье и у оголовка, образование побочней в рукавах приводят к образованию сложно построенных крупных островов или островных массивов сложной конфигурации. При $L_0/B_0 = 3-4$ острова, достигая больших размеров, сохраняют форму, близкую к каплевидной. Если $L_0/B_0 > 3-4$ разветвление приобретает удлиненную форму, и либо в рукавах образуются острова второго порядка, либо они начинают меандрировать. При $L_0/B_0 < 3-4$ разветвление становится асимметричным из-за преимущественного развития одного из рукавов, образующего сегментную излучину, развитие которой происходит до тех пор, пока не утратится гидравлическая выгодность извилистой формы его русла ($l_{разв}/L_{разв} > 1,4$) и не разовьется более прямой рукав. Если изогнутый рукав полностью не отмирает и продолжает функционировать, возникает многорукавное разветвление веерного типа (рис. 4.37).

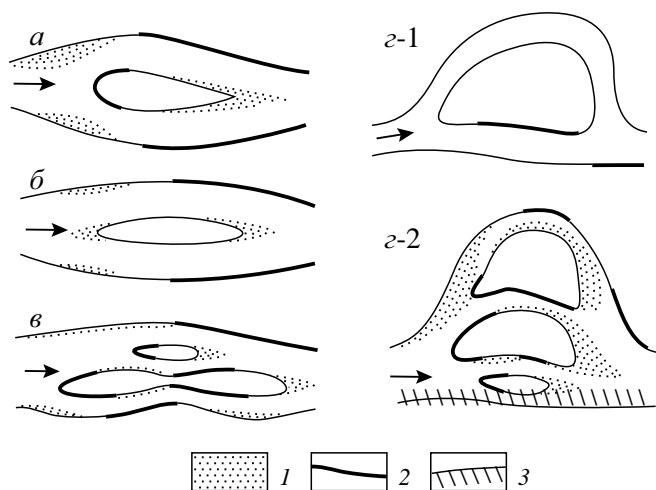


Рис. 4.37. Формы одиночных русловых разветвлений:

a — при $L_0/B_0 = 3-4$, каплевидная; *б* — при $L_0/B_0 > 3-4$, веретенообразная; *в* — при $L_0/B_0 \gg 3-4$, удлиненная, с образованием в рукавах излучин или разветвлений второго порядка; *z* — $L_0/B_0 < 3-4$ (1 — асимметричная; 2 — веерная); 1 — зоны аккумуляции наносов; 2 — зоны размыва берегов; 3 — ведущие берега

Структура *пойменных разветвлений* относительно проста в межень и многократно усложняется в период максимального стока. В общем случае период ее существования $T_{п} \leq \tau_p$. Многие пойменные рукава функционируют постоянно, независимо от сезонной изменчивости стока воды.

Важными характеристиками структуры разветвлений являются число водотоков на многорукавном участке реки K_b , число островов n_o , число узлов K_d , определяемых для характерных расходов воды (равных норме стока). В простом одиночном разветвлении $K_b = 3$, поскольку оно образовано неразветвленным руслом и двумя рукавами. Для разветвления, представленного на рис. 4.38, $K_b = 8$. Чем больше K_b , тем больше степень поперечного рассредоточения стока воды. Число узлов деления русла K_d характеризует частоту случаев бифуркации русла на участке реки. Рассредоточение стока происходит на разном расстоянии от начала разветвления, может осуществляться один или несколько раз перед восстановлением единого неразветвленного русла. Для характеристики этой особенности разветвлений можно использовать особый параметр их структуры — бифуркационный параметр (или число уровней деления потока) Y . В общем случае $K_d \neq Y$ [Алексеевский, С. Чалов, 2009]. Структуру разветвлений характеризует также степень разветвленности русла, которая характеризуется отношением K_b/l , где l — длина разветвления. Чем больше это отношение, тем сложнее структура многорукавного русла.

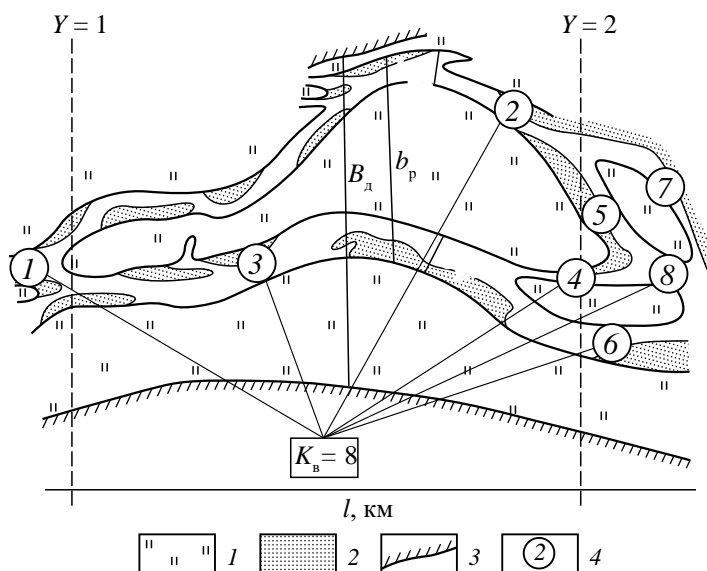


Рис. 4.38. Параметры структуры разветвленного русла:

1 — пойма; 2 — прирусловые отмели; 3 — коренной берег; 4 — номера рукавов

В структуре осередковых, русловых и пойменных разветвлений представлены русла рукавов и протоков разного размера. В составе рукавов обычно выделяются главный и второстепенные. Различают протоки, рукава и ответвления [Маккавеев, 1955]. Протоки близки по длине к длине побочня переката. Они разделены в межень низкими, лишенными растительности осередками либо элементарными островами, образовавшимися при зарастании осередков. Рукава имеют длину, близкую к длине излучин в период половодья. Ответвления — водотоки очень большой длины, практически изолированные от главной реки на большом протяжении. Они обычно образуют пойменную многорукавность или раздвоенное русло. В последнем случае (Малая Обь в нижнем течении Оби, Ахтуба на нижней

Волге, Аксай на Дону, Турунчук на Днестре) рукава-ответвления получают питание не только из главной реки, но и с собственного водосбора.

Чаще относительная водоносность рукавов на участках разветвлений учитывается долей общего расхода воды, поступающего в конкретный водоток на участке бифуркации русла. Для сравнения структуры разветвлений на участках разветвленного русла одной реки или разветвлений разных рек целесообразно использование условных порядков водотоков, характеризующих их размер. Условный порядок $N_{\text{усл}}$ связан с порядком реки $N_{\text{ш}}$ [Алексеевский, Соколова, 1999; Алексеевский и др., 2004]. На произвольном участке порядок реки $N_{\text{ш}}$ определяется по формуле (1.18), в которой S_0 — общее число водотоков первого порядка в ее бассейне (выше разветвления), имеющих длину менее 10 км [Алексеевский, 2000]. Средние многолетние расходы воды Q_0 и порядки рек $N_{\text{ш}}$ связаны соотношением

$$Q_0 = ae^{bN_{\text{ш}}}, \quad (4.24)$$

где a и b — региональные коэффициенты. Значения этих коэффициентов для ряда крупных рек России приведены в монографии [Алексеевский, С. Чалов, 2009]. Из (4.24) следует:

$$N_{\text{ш}} = \frac{1}{b} \ln\left(\frac{1}{a} Q_0\right). \quad (4.25)$$

Очевидно, что некоторая часть общего расхода воды Q_0 поступает в i -й элемент русловой сети разветвления. В условиях простого одиночного разветвления $Q_0 = Q_1 + Q_2$, где Q_1 и Q_2 — расходы воды в смежных рукавах разветвления. При $Q_1 \rightarrow 0$ $Q_2 \approx Q_0 = f(N_{\text{ш}})$. При этом водоносность этого рукава не связана с процессами формирования стока на водосборе; поэтому величина Q_2 — функция условного порядка $N_{\text{шш}}$, т.е. $Q_2 = f(N_{\text{шш}})$. Условный порядок водотока в разветвлении $N_{\text{шш}} = N_{\text{ш}}$, если водоносность рукава $Q_i \sim Q_0$.

Следовательно, возможность определения $N_{\text{усл}}$ для конкретного водотока в разветвлении зависит от наличия информации о распределении расходов воды по водотокам разветвления Q_i и о региональных параметрах функции (4.25). Для задания Q_i по результатам единичных измерений расходов воды в рукавах разветвления в некоторый период года j необходимо использовать поправочный коэффициент $k_j = Q_{i,j}/Q_0$, где Q_0 — средний многолетний расход воды на ближайшем опорном гидрологическом посту, если измерения проводились в условиях межени. Если измерения выполнялись в период максимального стока $k_j = Q_0/Q_{i,j}$.

При отсутствии данных о региональных значениях эмпирических коэффициентов a и b можно использовать следующие соображения [С. Чалов, 2007]. На участке слияния двух рек справедливо правило аддитивности в отношении изменения числа притоков первого порядка, т.е.

$$S_0 = S_{0_1} + S_{0_2}. \quad (4.26)$$

Для бифуркации характерно деление русла на рукава. С учетом аналогичного по структуре уравнения баланса расходов воды на участке разветвления число притоков первого порядка, необходимое в данных ландшафтных условиях для формирования известной водоносности рукава разветвления Q_1 , можно оценить по пропорции:

$$\frac{S_{0_1}}{S_0} = \frac{Q_1}{Q_0}. \quad (4.27)$$

Поскольку величины Q_0 и S_0 считаются известными, уравнение (4.27) позволяет определить S_0 , а уравнение (4.25) соответствующую величину условного порядка $N_{\text{уш}}$. Аналогично определяются условные порядки всех водотоков конкретного разветвления на участках рек. Сравнение значений условных порядков рукавов Дубровинского и Умревинского разветвлений русла р. Оби, а также верхнего узла Якутского разветвления р. Лены, полученных с использованием уравнений (4.25) и (4.27) при условии $Q_0 = Q_{\text{изм}}$, где $Q_{\text{изм}}$ — измеренный фактический расход воды, показывает (табл. 4.11), что получаемые оценки условных порядков мало отличаются по абсолютной и относительной величине. Предпочтение имеет второй метод определения этой характеристики, поскольку эмпирические коэффициенты a и b в уравнении (4.27) задаются с большими погрешностями.

Таблица 4.11

Расчетные значения условных порядков рукавов $N_{\text{уш}}$ * [С. Чалов, 2007]

Рукав	$Q_{\text{изм}}$	Условный порядок	
		$N_{\text{уш1}}$	$N_{\text{уш2}}$
Дубровинское разветвление р. Оби			
Выше разветвления	2399	15,4	16
1	1293	14,6	15,1
2	1274	14,6	14,9
3	168	11,8	12,1
4	2399	15,4	15,9
Умревинское разветвление р. Оби			
Выше разветвления	2610	15,5	16
1	790	13,9	14,3
2	1822	15,0	15,5
3	242	12,3	12,6
4	1580	14,8	15,3
5	339	12,7	13,0
6	365	12,8	13,2
7	86	10,8	11,1
Якутское разветвление р. Лены			
Выше разветвления	36 000	16,9–17,8	16,8
1	1872	12,7	12,5
2	1620	12,4	12,3
3	20 592	16,6	16,6
4	828	11,3	12,0

* Расчетные значения $N_{\text{уш1}}$ получены по уравнению (4.23), а $N_{\text{уш2}}$ — с использованием уравнений (4.25) и (4.24).

Сведения об условных порядках русловых водотоков (рукавов, протоков) на участках разветвленного русла позволяют оценить подобие этих участков в отношении особенностей рассредоточения стока (бифуркации русла). Для этого используется разность

$$\Delta N = N_{\text{ш}} - N_{\text{уш}_m}, \quad (4.28)$$

где $N_{\text{ш}}$ — порядок реки выше разветвления, а $N_{\text{уш}_m}$ — минимальный условный порядок водотока, возникающего при последовательном делении русла реки на рукава и протоки. При определении ΔN не учитываются рукава, формирующиеся при коротком русловом делении потока и быстром соединении образовавшихся протоков, а также небольшие поперечные протоки. Поскольку величина ΔN возрастает с увеличением размера реки, разность ΔN необходимо нормировать на величину $N_{\text{ш}}$ для получения критерия подобия разветвлений по условиям бифуркации русла и рассредоточения стока:

$$\Delta N_1 = \Delta N / N_{\text{ш}}. \quad (4.29)$$

Подобными оказываются, например, разветвления, для которых $N_{\text{ш}} = 3$ ($N_{\text{уш}_m} = 1$) и $N_{\text{ш}} = 15$ ($N_{\text{уш}_m} = 5$), поскольку для сопоставляемых разветвлений $\Delta N_1 = 0,667$. В общем случае величина этого критерия подобия может изменяться в диапазоне $0 \leq \Delta N_1 \leq 1$. Обработка данных по многочисленным разветвлениям российских рек показывает, что слабой, умеренной, сильной и предельно большой интенсивностям бифуркации русла соответствуют значения $\Delta N_1 \leq 0,26$; $0,26-0,45$; $0,46-0,65$ и $\Delta N_1 > 0,65$ соответственно (табл. 4.12). Характер рассредоточения стока воды (бифуркации русла) в дельтовых разветвлениях можно считать подобным, если для них выполняется условие $\Delta N_1 = \text{const}$.

Таблица 4.12

Сравнение разветвлений рек по условиям бифуркации их русел (рассредоточения стока) [Алексеевский, С. Чалов, 2009]

Бифуркация русла	Слабая	Умеренная	Сильная	Предельно большая
Критерий подобия разветвлений ΔN_1	< 0,26	0,26–0,45	0,46–0,65	> 0,65

В изученных разветвлениях рек и в зависимости от их типа величина ΔN_1 изменяется в диапазоне от 0,05 до 0,8. Существование двух равных по водоносности рукавов отличает некоторые простые одиночные разветвления. Более 75% таких разветвлений характеризуется слабым рассредоточением стока воды ($\Delta N_1 < 0,2$). Сложные одиночные разветвления отличает умеренное рассредоточение стока, для большинства из них $\Delta N_1 = 0,2-0,4$. Аналогичное рассредоточение стока наблюдается в системах сопряженных разветвлений. Сильное рассредоточение стока воды характерно для пойменно-руслых разветвлений полугорных рек, а также для параллельно-рукавных разветвлений больших равнинных рек. Для них $\Delta N_1 = 0,4-0,6$. Этот процесс достигает максимума, если $\Delta N_1 > 0,6$. Он характерен для осередковых разветвлений и участков точечной многорукавности [Алексеевский, С. Чалов, 2009]. Большую часть русловых разветвлений отличает умеренный тип рассредоточения стока воды. Он свойственен примерно 40% всех разветвлений на изученных участках рек. Предельно большая интенсивность этого процесса соответствует формированию на участке реки большого числа водотоков ($K_b/l = 100-500 \text{ км}^{-1}$).

Разветвления русла сопровождаются рассредоточением стока по рукавам и протокам и, как следствие, снижением транспортирующей способности потока в узлах русловых разветвлений во все фазы водного режима, в осередковых — на спаде половодья и в межень. Вследствие этого в верхней части разветвления обычно располагаются мелководные перекаты, а иногда формируются разветвления второго

порядка. Однако возле острова в каждом из огибающих его рукавов формируются аналогичные излучине русла скоростное поле потока и циркуляционные течения (рис. 4.39). Они обеспечивают трансгрессивное смещение разветвлений (если на реке не происходит направленной аккумуляции наносов из-за превышения стока наносов над его транспортирующей способностью $W > W_{тр}$; в этом случае острова смещаются регрессивно, так как наращиваются с оголовка [Маккавеев, 1948]). Благодаря скоростному полю потока по длине разветвления происходит увеличение суммарной мощности потока и общей транспортирующей способности в 2–3 раза по сравнению с неразветвленным руслом перед разветвлением [Алексеевский, С. Чалов, 2009].

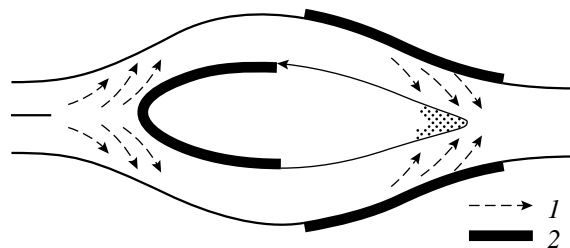


Рис. 4.39. Расположение зон ускорения течения (1) и направления донных струй потока (2) в симметричном разветвлении русла [Проектирование ..., 1964]

Наряду с этим переформирования разветвлений и режим их деформаций зависят от их взаимного расположения по длине реки и сопряженности развития рукавов возле каждого острова, смещения перед узлами разветвлений побочней, надвигающихся последовательно на заходы то в один, то в другой рукав, общей искривленности дна долины, чередования многолетних и маловодных периодов лет, обуславливающих преимущественное развитие спрямляющих и более изогнутых в плане рукавов, направляющего воздействия ведущих берегов и т.д. По взаиморасположению островов и условиям формирования русел рукавов выделяются разветвления (рис. 4.40): односторонние, в которых имеется один главный рукав у ведущего берега и маловодные второстепенные прибрежные рукава и протоки, вытянутые субпараллельно ему (*а*); чередующиеся односторонние, характеризующиеся расположением островов в шахматном порядке при сохранении общей прямолинейности русла в пойменных берегах (*б*); одиночные простые (*в*), сложные (*г*) и веерные многорукавные (*д*); сопряженные простые (*е*) и сложные (*ж*), возле которых рукава образуют «восьмерки» и развитие которых происходит по правилу: если возле верхнего острова развивается левый рукав, то у следующего ниже по течению — правый и т.д.; и наоборот, развитие правого рукава сопровождается развитием левого ниже по течению и т.д.; параллельно-рукавные (*з*); разветвленно-извилистые (*и*); пойменно-русловые (*к*); разбросанные (*л*); раздвоенные русла (*м*).

Вся совокупность разветвлений, эволюционные и пространственные соотношения между ними могут быть представлены в виде схемы (рис. 4.41), состоящей из структурных уровней разветвлений, их морфологических типов и морфодинамических типов русел рукавов. В этой системе одиночные, односторонние, параллельно-рукавные и разбросанные разветвления представляют собой разновидности русловых (островных) разветвлений и составляют наиболее распространенный структурный уровень разветвленных русел. Чередующиеся односторонние разветвления и разветвленно-извилистые русла занимают промежуточное

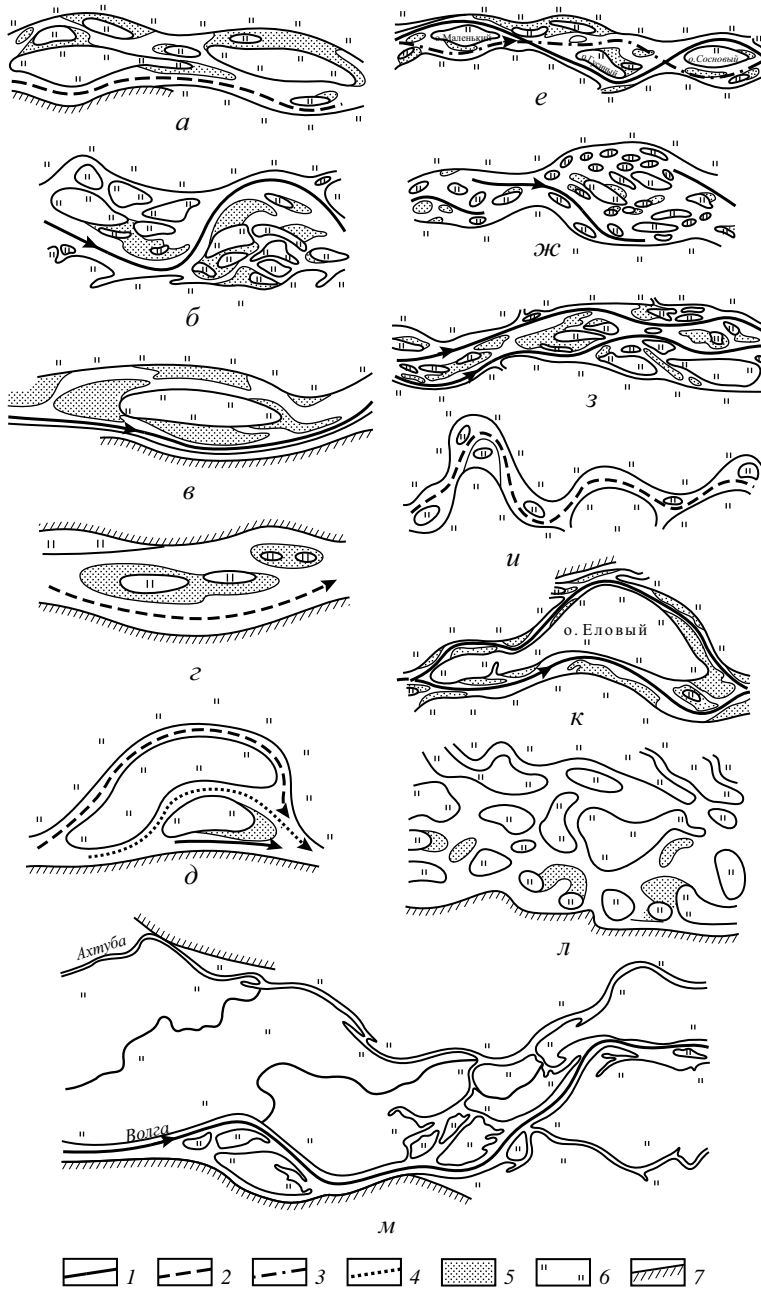


Рис. 4.40. Морфодинамические типы разветвленных русел рек России:

а — одностороннее (р. Обь, Киреевское разветвление); *б* — чередующееся одностороннее (р. Лена, ниже Кангаласского мыса); *в* — одиночное простое (р. Вычегда, Тимасовское); *г* — одиночное сложное (р. Бия, Бийское); *д* — веерное (р. Обь, Гоньбинское); *е* — сопряженное простое (р. Обь, Орско-Борское — Гусиное — Белоглинское); *ж* — сложное сопряженное (р. Лена ниже слияния с р. Вилюем); *з* — параллельно-рукавное (р. Обь, Фоминское — Усть-Ануйское); *и* — разветвленно-извилистое (р. Обь, Тягловские излучины); *к* — пойменно-русловое (р. Обь, Вороновское); *л* — разбросанное (р. Катунь, нижнее течение); *м* — раздвоенное (р. Волга, Волго-Ахтубинское); 1–4 — основные положения стрежня потока; 5 — прирусловые отмели; 6 — пойма; 7 — коренные берега

положение между ними и меандрирующими руслами, равно как и односторонние разветвления можно рассматривать как промежуточный тип между русловыми разветвлениями и прямолинейным неразветвленным руслом. Более низкий структурный уровень представлен осередковыми разветвлениями, проявляющимися только в межень и являющимися необходимым условием формирования русловых (островных) разветвлений, хотя они и занимают самостоятельное положение в иерархии русловых форм. На самом низком структурном уровне располагаются точечные разветвления, встречающиеся в русле любого морфодинамического типа.

Пойменно-русловые разветвления представляют собой, с одной стороны, более высокий структурный уровень разветвлений, а с другой — конечную форму эволюции русловых разветвлений. Встречаются они на реках как с разветвленным, так и с меандрирующим (Вычегда, средняя Обь) руслом, являясь в последнем случае следствием спрямления серии излучин и функционирования как старого русла, так и вновь сформировавшегося, их периодического развития и обмеления.



Рис. 4.41. Соотношения структурных уровней разветвлений, их морфодинамических типов и типов русел рукавов (жирные стрелки — эволюционный ряд разветвлений) [Чалов и др., 2011]

Высший структурный уровень разветвления составляют раздвоенные русла, в которых основные рукава, как и рукава пойменно-русловых разветвлений, характеризуются своими морфодинамическими типами русла, а их переформирования не зависят друг от друга. Генезис рукавов раздвоенного русла и их водность различны: в низовьях Волги (Волга и Ахтуба), Днестра (Днестр и Турунчук), Оби (Большая и Малая Обь) они являются реликтами дельтовых разветвлений, сформировавшихся при заполнении наносами эстуариев (дельты выполнения); на Чарыше, Аргуни, средней Оби — следствием растекания потока на протяженных участках рек по очень широкой (аномальной для этих рек) пойме, в десятки раз превышающей ширину русла, и сосредоточения значительной части стока реки в ответвлениях.

Самыми сложными по режиму переформирований являются широкопойменные параллельно-рукавные разветвления (верхняя Обь, Северная Двина, средняя и нижняя Лена, Мезень), где они образованы относительно небольшими по размерам (для данной реки) островами, вытянутыми сплошной цепочкой посередине реки и разделенными многочисленными поперечными межостровными протоками. Во врезанном русле они характеризуются тем, что между обоими рукавами располагаются крупные острова с редкими поперечными протоками между ними. На средней Лене и Ангаре с галечно-валунными руслами они характеризуются сравнительно высокой устойчивостью, тогда как на Северной Двине и Мезени с песчаным составом руслообразующих наносов по интенсивности переформирований они практически не отличаются от широкопойменных русел.

Изменение условий формирования русла приводит к трансформации разветвлений. На Оби ниже Новосибирского гидроузла перехват наносов водохранилищем и регулирование стока привели к превращению сопряженных разветвлений русла в прямолинейный участок непосредственно ниже плотины и смене их излучинами ниже по течению. На средней Лене колебания водности сопровождаются периодической трансформацией сопряженных разветвлений в параллельно-рукавные (в многоводные годы) и снова в сопряженные разветвления (в маловодные) (рис. 4.42). В то же время на значительном по протяженности участке общий многолетний тренд повышения водности реки привел к превращению системы сопряженных разветвлений во второй половине XX в. в параллельно-рукавное, очень сложное по режиму переформирований русло.

Особая разновидность разветвлений возникает в узлах слияния рек, где на русловые процессы оказывает влияние взаимодействие двух потоков, отличающихся по водному режиму и стоку наносов. Здесь формируются разветвления, расположенные выше стрелки при слиянии рек (дельты выполнения), выходящие в пределы акватории объединенной реки (длина выдвигания) на одной из них либо их комбинации (рис. 4.43, *а*). В зависимости от соотношения подпора и спада уровней преимущественное развитие в узлах разветвления получают рукава, проходящие вдоль стрелки (короткое слияние, условия спада уровней) или у противоположного берега (длинное слияние, условия подпора). При изменении соотношений подпора и спада уровней на сливающихся реках в различные по водности годы роль рукавов меняется.

Образование разветвлений при слиянии рек происходит при достаточно большом стоке руслообразующих наносов. В противном случае одна или обе реки формируют бездельтовые устья (рис. 4.43, *б*). При любой конфигурации узла слияния их переформирования определяются деформациями русел обеих рек, которые сопровождаются изменениями положения их устьев по отношению к формам

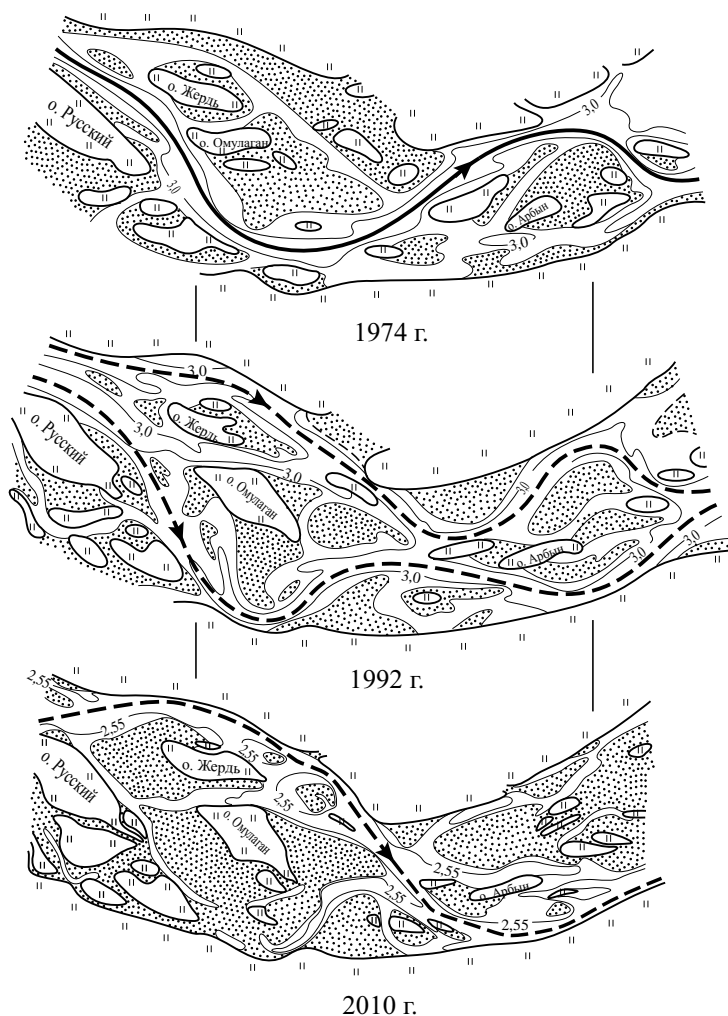


Рис. 4.42. Многолетние переформирования разветвленного русла р. Лены (выше устья Алдана)

русла [Чалов, Рулева, 2014], удлинением и спрямлением стрелки, формированием пойменно-русловых разветвлений и их последующим отмиранием, вследствие чего меняется весь облик узла слияния (рис. 4.44).

При любом морфодинамическом типе основной формой рельефа русел являются перекааты, в определенных условия образующие перекаатные участки. В этих случаях следующие друг за другом перекааты в относительно прямолинейном русле образуют шахматный порядок расположения их побочней; в пределах плесовых участков русла они составляют единичные образования; промежуточное положение занимают перекааты в извилистом русле, где они формируются между смежными излучинами или в разветвлениях — в узлах разделения потока или слияния рукавов. Морфологически каждый перекаат представляет (рис. 4.45) собой: *a* — единую перекошенную по отношению к оси русла грядку с побочнями, последовательно расположенными возле противоположных берегов; *b, в* — грядкой с осередком и побочнями, находящимися у противоположных берегов; *г* — побочнями—грядами;

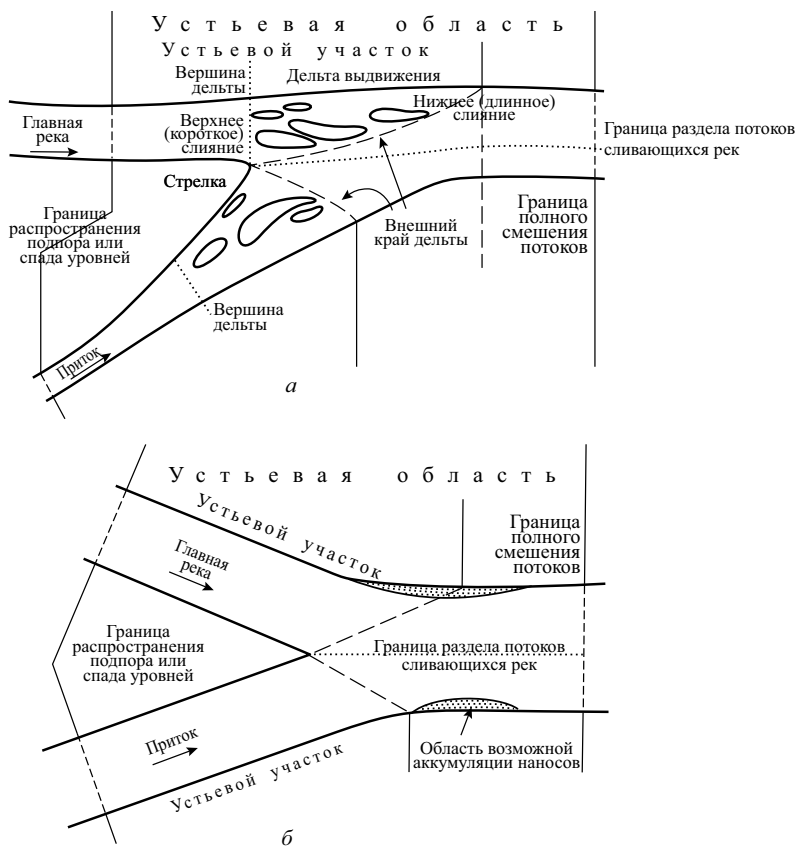


Рис. 4.43. Типы узлов слияния рек и их районирование:
a — дельтовое; *б* — бездельтовое

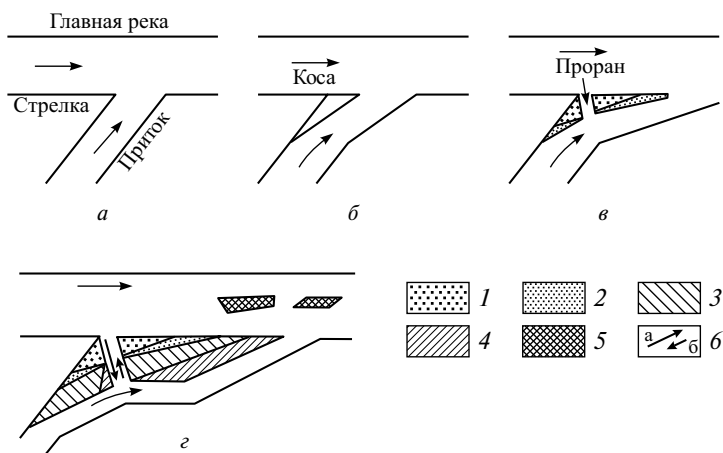


Рис. 4.44. Схема развития пойменно-руслового разветвления в узле слияния рек (*a–г*):
 1–5 — последовательные этапы роста стрелки и острова ниже стрелки; *б* — направления течений
 в спрямляющем рукаве (*a* — преобладающее течение; *б* — противотечение)

δ — «россыпями», состоящими из беспорядочного скопления гряд; e — косами в ухвостьях островов. Их распространение на реках зависит от устойчивости русла, его морфодинамического типа (табл. 4.13), стока руслообразующих наносов.

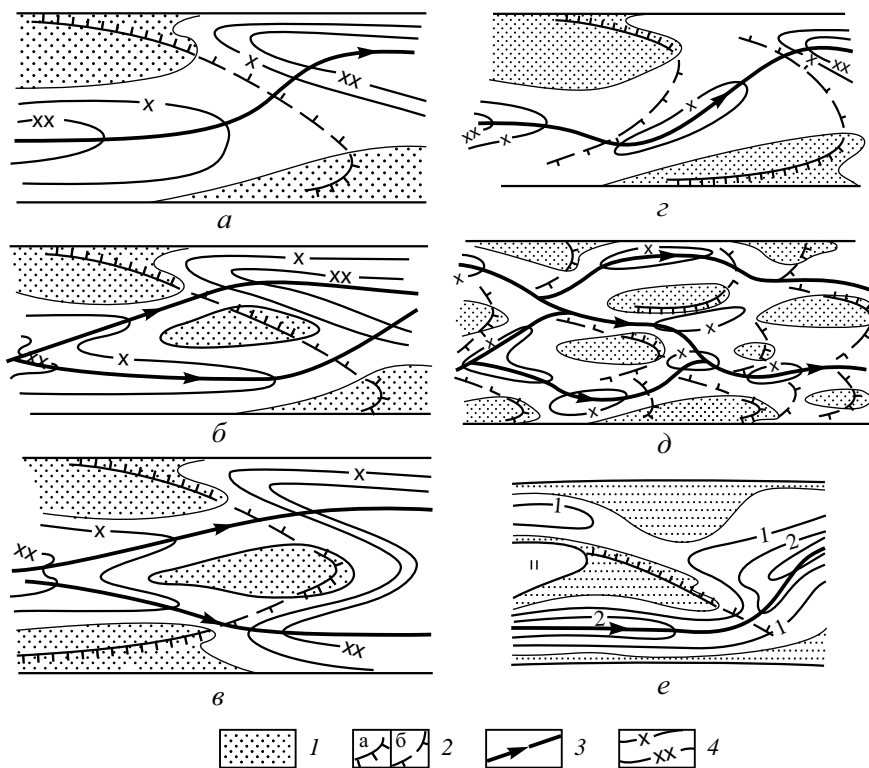


Рис. 4.45. Морфологические типы перекатов как грядовых форм руслового рельефа: a — перекат-перекосенная гряда; b — то же с осередком; v — перекат-гряда с осередком и побочными, расположенными напротив друг друга у противоположных берегов; z — перекаты, образованные побочными-грядами; d — перекаты-россыпи; e — перекаты-косы; 1 — обсыхающие в межень отмели; 2 — подвалье гряд-макроформ (a — на обсыхающих отмелях; b — подводные части); 3 — динамическая ось потока; 4 — изобаты

Таблица 4.13

Морфологические типы перекатов и их связь с устойчивостью русла k_c и степенью его распланности (критерием И.Ф. Карасева θ) (по [Чалов, 2011], с дополнениями)

Морфологические типы перекатов	θ	k_c	Характерный тип русла
Первального типа	$< 4,5$	> 20	Извилистое
Перекаты-гряды (a)	4,5–6	15–20	Относительно прямолинейное; извилистое; рукава разветвленного русла
Перекаты-гряды (a), перекаты, образованные побочными-грядами (z)	5–10	10–15	Относительно прямолинейное; извилистое

Морфологические типы перекатов	θ	k_c	Характерный тип русла
Перекаты-гряды с осередками (δ); перекаты, образованные побочными (ε) и осередками (θ), перекаты-косы (δ)	6–20	4,0–10	Разветвленное
Перекаты-россыпи (δ), перекаты-косы (ε)	> 20	< 4,0	Разветвленное

Обсыхающие в межень мелководные части русла образуют прирусловые отмели, представленные как побочными, осередками и косами, так и сложными формами, образованными надвинувшимися друг на друга двумя — тремя грядами-макроформами. Их размеры (шаг, ширина) находятся в прямой зависимости от относительной ширины русла и водности рукавов. В частности, шаг отмелей $L_{\text{отм}} = k \frac{b_p}{h} + c$, где коэффициент k дифференцируется по морфологически однородным участкам русла, зависит от морфологии самих отмелей и связан с параметрами перекатов, в состав которых они входят (рис. 4.46) [Жмыхова, Чалов, 2014].

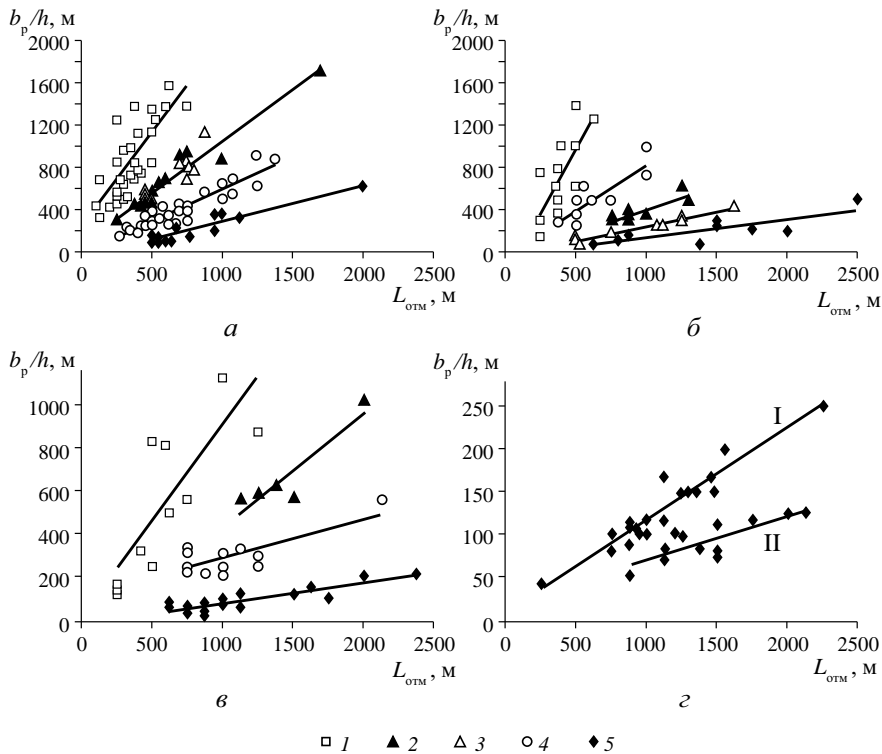


Рис. 4.46. Зависимость шага прирусловой отмели $L_{\text{отм}}$ от соотношения b_p/h (верхняя Обь):

a — слияние Бии и Катунь, п. Быстрый Исток, параллельно-рукавные разветвления; *б* — п. Быстрый Исток, устье р. Чарыша, чередующиеся односторонние и параллельно-рукавные разветвления; *в* — устье р. Чарыша, с. Калистратиха, односторонние разветвления; *г* — с. Калистратиха, г. Барнаул, излучина (I), прямолинейное неразветвленное русло (II). Прирусловые отмели: 1 — осередки; 2 — косы; 3 — побочни у оголовков островов; 4 — объединившиеся осередки (сложные) и осередки в ухвостьях островов; 5 — объединившиеся (сложные) побочни [Жмыхова, Чалов, 2014]

Постоянные, год от года происходящие переформирования перекатов обуславливают многолетний режим их деформаций. Его наиболее яркие проявления — смещение перекатов по длине перекатных участков либо сохранение ими относительно постоянного положения на реке при изменениях размеров и соотношениях их морфологических элементов. Скорости смещения перекатов составляют от 20–30 до 300–500 м/год в зависимости от устойчивости русла и водоносности реки, изменяясь в многоводные и маловодные годы [Чалов, 1979]. Смещаясь к нижнему концу участка, они либо размываются, либо их побочни надвигаются на относительно стабильные перекаты, расположенные на излучинах или в узлах разветвления русла. На фоне общего смещения перекатов происходят их периодические переформирования, связанные с миграцией в течение ряда лет корыта переката от верхнего побочня к нижнему и в обратном направлении. В результате происходят изменения морфологических элементов перекатов, их взаимного расположения, отметок дна и соответственно глубины потока вследствие размывов и аккумуляции наносов на них. На темпы и формы проявления деформаций оказывают влияние многолетние колебания стока воды и наносов, переформирования смежных перекатов и самого русла.

Наряду с многолетними переформированиями перекаты подвержены сезонным деформациям, обусловленным внутригодовым изменением водности и стока наносов. Они проявляются в тех же формах, но совершаются в течение коротких внутригодовых временных интервалов. Наряду с ними и независимо от них сезонные деформации перекатов заключаются в накоплении наносов в одну фазу водного режима и размыве их гребней в другую, изменении отметок дна из-за трансформации и смещения мезо- и микроформ грядового рельефа русла. В зависимости от положения корыта переката возле верхнего или нижнего побочней оно подвергается соответственно меньшему или большему обмелению. В пределах перекатных участков сложные перекаты развиваются сопряженно: если на верхнем перекате во время половодья происходит аккумуляция наносов, нижерасположенный смежный перекат размывается; наоборот, размыв верхнего переката сопровождается обмелением нижнего.

4.4.4. Особенности русловых процессов, заиление и деградация малых равнинных рек

Среди равнинных рек в количественном отношении преобладают малые реки — постоянные (или отличающиеся кратковременными перерывами на протяжении года) водотоки, расположенные в верхних звеньях речной сети, протекающие в однородных природных условиях, характеризующиеся неизменным гидрологическим режимом, однородностью геолого-геоморфологических условий [Джуха, Чалов, 1985] и отличающиеся спецификой взаимодействия потока и русла, что дает основание выделять русловые процессы на малых реках в особый тип [Чалов, 2000].

Малые равнинные реки даже внешне отличаются от средних и крупных. Русла их имеют, как правило, ширину от нескольких десятков сантиметров до 50 м — в зависимости от порядка реки, глубину на перекатах соответственно от 5–10 до 100 см. Их течение в межень медленное и даже на перекатах не превышает 0,1–0,3 м/с; плесовые лощины в этот период часто превращаются в полупроточные озеровидные плесы глубиной, в десятки раз превышающей глубину на перекатах.

На самых малых реках преобладают врезанные и адаптированные русла, ширина фрагментов их поймы не превышает 2–3 b_p . Понижение поверхности пойменных шпор излучин от перешейка к вершине излучин и расположение наиболее

повышенной их части вдоль верхних крыльев излучин свидетельствует, с одной стороны, о длительном развитии на фоне общего врезания реки, с другой — об их продольном смещении. Благодаря этому молодая пойма быстро достигает критической высоты и превращается в террасу. По мере врезания реки и развития излучины повышенная часть шпоры замедляет смещение верхнего крыла, что приводит к асимметрии формы излучины. Среди врезанных излучин преобладают развитые и крутые сегментные, характерны омеговидные и пальцеобразные. Таким образом, для самых малых рек характерны излучины с высокой степенью развитости.

Несмотря на врезанный характер излучин, скорости их горизонтального смещения превышают таковые у излучин в балках. Так, на р. Медвенке (третий порядок) средние скорости смещения излучин за 60 лет (рис. 4.47) составили 12 см/год, что соответствует 5–10 м за 60 лет или около 1/25 ширины русла. В местах резких переформирований русла его смещение за 60 лет достигло 20 м (скорость — 0,3 м/год). В процессе развития излучин происходит их «заваливание»; спрямляются они в результате сближения ее крыльев и размыва перешейка, так как затопления шпоры в половодье не происходит.

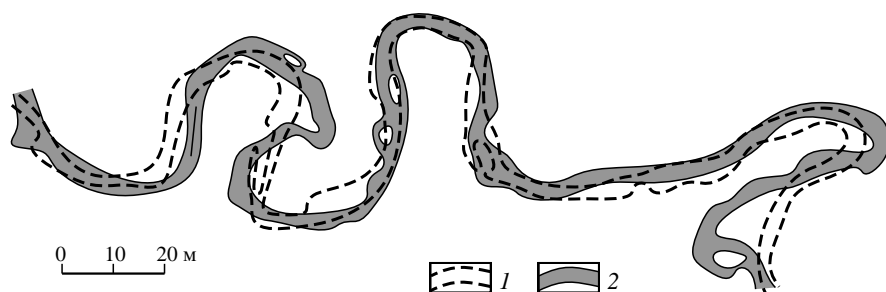


Рис. 4.47. Совмещенные планы русла р. Медвенки:
1 — 1946 г.; 2 — 2006 г.

В условиях свободного развития русловых деформаций на малых реках соотношение ширины поймы к ширине русла $B_{п}/b_p$ может достигать значений 300–500 [Маккавеев, Чалов, 1986]. Берега малых рек, как правило, представлены заросшими уступами, которые размываются только в отдельных местах (чаще в вершинах излучин), имеющих вид отдельных фестонов. Обсыхающие в межень побочные узкие, приурочены к выпуклым берегам излучин, часто вообще отсутствуют. Дно русел сложено песком или илом, в руслах с водной растительностью — органико-минеральной смесью. В плане малые реки чаще всего представлены сочетанием серий петлеобразных и синусоидальных излучин и относительно прямолинейных отрезков русла; иногда встречаются одиночные острова, образовавшиеся под влиянием заломов, антропогенного мусора, прорывов бобровых плотин. Все это, наряду с небольшими размерами и малой водностью предопределяет ряд специфических особенностей в морфологии и динамике русел [Чернов, 1988].

Горизонтальные деформации русел малых рек являются в основном следствием их меандрирования. Формирование прямолинейных неразветвленных русел происходит в условиях $W_{тр} > W$, где $W_{тр}$ и W — соответственно транспортирующая способность потока и сток наносов. При этом прямолинейные русла более типичны для верховий рек — водотоков первого — второго порядков. С увеличением раз-

мера (порядка N) рек возрастает продолжительность воздействия потоков на берега, что связано с формированием и смещением побочной и повышает вероятность образования излучин. В лесной и особенно в таежной зонах (в условиях распространения моренных суглинков) прямолинейность русел сохраняется иногда до $N = 5-6$. Возникновение прямолинейных русел на реках, соединяющих озера или вытекающих из них, также связано с дефицитом наносов ($W_{тр} > W$). Достаточно часто этот морфодинамический тип русла соответствует участкам малых рек вдоль коренных берегов. Форма поперечного сечения таких русел близка к параболической. При очень малом стоке наносов и увеличении размера реки она приближается к прямоугольной. Берега малых рек с относительно прямолинейным руслом практически не размываются.

Излучины малых рек более крутые по сравнению с излучинами средних и больших рек. Быстрое изменение формы поперечного сечения русла по длине реки обуславливает закономерное изменение радиусов кривизны излучины r в связи с увеличением среднего, максимального или руслоформирующего расходов воды.

В зависимости от этих условий выделяются три основные разновидности свободно меандрирующих русел малых равнинных рек [Чалов, Чернов, 1994]:

1) крутые сегментные, реже петлеобразные излучины, формирующиеся среди песчаной поймы при общем положительном балансе стока наносов и большой доле в нем руслообразующих фракций. У выпуклых берегов излучин формируются широкие (до $0,5b_p$) отмели; вогнутые берега крутые и обрывистые;

2) петлеобразные и синусоидальные излучины, возникающие на реках с относительно малым стоком наносов и глинисто-суглинистыми берегами при сбалансированном стоке наносов на участках рек. Русла узкие, имеют вид каньона с отвесными пойменными берегами, в котором отсутствуют крупные скопления русловых отложений. У вогнутых берегов формируются узкие ($< 0,1 b_p$) илистые отмели, обсыхающие лишь в низкую межень;

3) слабо меандрирующие, а также прямолинейные русла с береговыми уступами, покрытыми растительностью. Они отличаются близким совпадением профиля выпуклых и вогнутых берегов; русловые отложения тонкопесчаные или илистые. Обсыхающие в межень отмели, как правило, отсутствуют. Мелководные и прибрежные участки русел заняты водной растительностью.

Тип излучин является характеристикой, контролирующей интенсивность размыва берегов. Скорость размыва вогнутых берегов сегментных излучин изменяется от $0,1$ до 2 м/год. В аналогичных условиях на средних реках она в $2-3$, а на крупных — в $15-20$ раз больше. Тем не менее смещения русла соизмеримы с его шириной. Механизм отступления берегов малых рек состоит в подмыве потоком нижней песчаной части откоса и последующем обрушении берега. При этом фронт размыва обычно не занимает целиком всей русловой формы, а приурочен к ее отдельным элементам (верхнему, нижнему крылу, привершинной части). Наиболее распространенным механизмом деформации (отступления) берегов является отседание части берегового откоса в виде отдельных блоков за счет их подмыва в нижней части. Осевший блок в большинстве случаев на несколько лет препятствует дальнейшим переформированиям верхней части уступа. Они носят в результате пульсационный характер, связанный с циклом сползания блока вниз, его размывом в нижней части, подмывом берега под новым блоком и его отрывом от верхней, задернованной части. Соизмеримость корневой системы деревьев с глубиной потока на малых реках, стволов упавших деревьев и формирующихся

заломов с его шириной в ряде случаев делает береговую растительность основным фактором в развитии горизонтальных деформаций. Крупные деревья, растущие на подмываемом уступе, могут надолго остановить развитие излучины, сформировав выступ, который со временем может изменить направление динамической оси потока, сформировав новый подмываемый участок. Упавшие деревья нередко кардинально изменяют общее положение русла, способствуя разработке нового русла на дне долины. На урбанизированных участках аналогичное влияние на перестройку русел оказывают крупный техногенный мусор, прокладка линейных коммуникаций, хозяйственное освоение пойменных территорий.

В то же время на малых равнинных реках четко прослеживается зависимость интенсивности горизонтальных русловых деформаций от водности половодий. Если на средних и крупных реках размывы берегов отмечаются ежегодно, активизируясь в годы с высокими половодьями и паводками, то на малых реках заметные размывы вогнутых берегов происходят только при максимальных уровнях вод, тогда как в годы со средними и низкими половодьями могут вообще не наблюдаться (рис. 4.48). Вместе с тем корневая система отдельно стоящих на малых реках деревьев и возникающие возле них водовороты создают в привершинных частях излучин своеобразные озеровидные расширения, вследствие чего русла рек приобретают четковидный характер. Подобная четковидность возникает также в местах, где поток подходит к берегу под острым или прямым углом, вызывая его интенсивный размыв и формируя резко выраженную вогнутость (выбоину), в которой возникает водоворотная область. Образование регулярных озеровидных расширений связано также с пересечением рекой мерзлотных полигонов в тундре, с суффuzionными процессами на берегах степных рек и т.д.

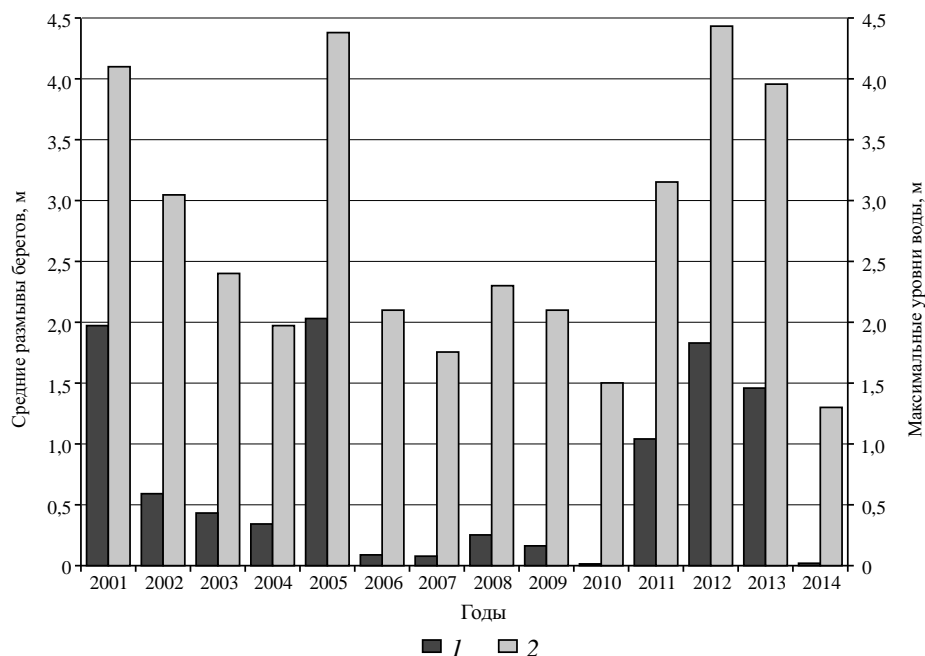


Рис. 4.48. Связь интенсивности размывов вогнутых берегов излучин р. Керженец с высотой половодий (по [Кораблева, Чернов, 2012], с дополнениями)

Средняя скорость размыва берегов C_6 является функцией порядка N и уклона I , что подтверждается натурными данными Е.В. Камаловой [1988], полученными на малых реках бассейнов Волги и Дона. Значимая величина размыва берегов фиксируется в вершинах крутых излучин при $N > 4$. Интенсивность размыва, обусловленная лишь динамическим воздействием потока, изменяется по экспоненциальному закону (рис. 4.49, *a*). При уклоне реки 0,2–0,3‰ $C_6 = 0,06e^{0,35N}$; если $I = 0,1–0,2‰$, то $C_6 = 0,019e^{0,46N}$, если $I < 0,1‰$, то $C_6 = 0,01e^{0,44N}$. При изменении порядка реки N с 3 до 11 скорость отступления берегов вследствие размыва увеличивается в 6 раз. Если отступление берега происходит как из-за размыва под воздействием потока, так и вследствие оползания, то скорость этого процесса является линейной функцией N и I : $C_6 = 0,3N - 0,99$ и $C_6 = 0,3N - 1,31$, справедливой соответственно при $I = 0,1–0,2‰$ и $I < 0,1‰$ (рис. 4.49, *б*).

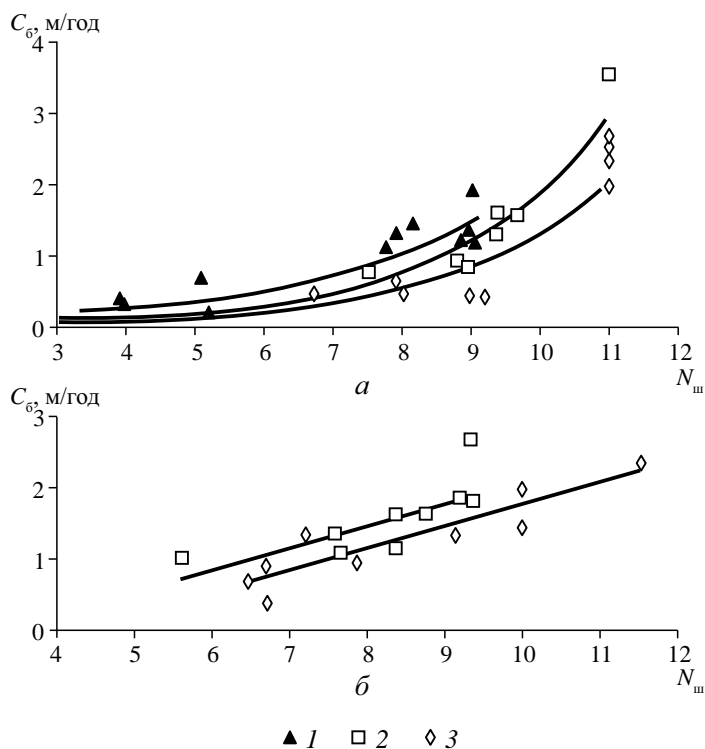


Рис. 4.49. Зависимость скорости размыва берегов C_6 от порядка реки N и уклона I : *a* — при отступлении берега вследствие размыва; *б* — вследствие размыва берега и оползневых процессов: 1 — при $I = 0,2–0,3‰$; 2 — при $I = 0,1–0,2‰$; 3 — при $I < 0,1‰$

Относительная величина размыва берегов (отнесенная к ширине русла) $U_6 = C_6/b_p$ является убывающей функцией порядка малой реки (рис. 4.50, *a*) $U_6 = C_6/b_p = 0,64e^{-0,22N}$. С увеличением размера реки относительная скорость U_6 уменьшается. Если для рек с $N = 4–5$ она изменяется от 0,4 до 0,2, то для средних и больших рек ($N = 14–15$) — от 0,03 до 0,02. Относительная скорость размыва берегов адаптированных излучин (при $N = \text{const}$) меньше, чем вогнутых берегов свободных излучин. Она зависит и от литологии отложений, слагающих берега рек. Если берега сложены песками, то при $N = \text{const}$ скорость их размыва будет выше

по сравнению с излучинами, формирующимися в суглинистых берегах (рис. 4.50, б). Уменьшение относительной скорости размыва суглинистых и песчаных берегов соответствует уравнениям $U_6 = 1,05e^{-0,29N}$ и $U_6 = 0,92e^{-0,24N}$.

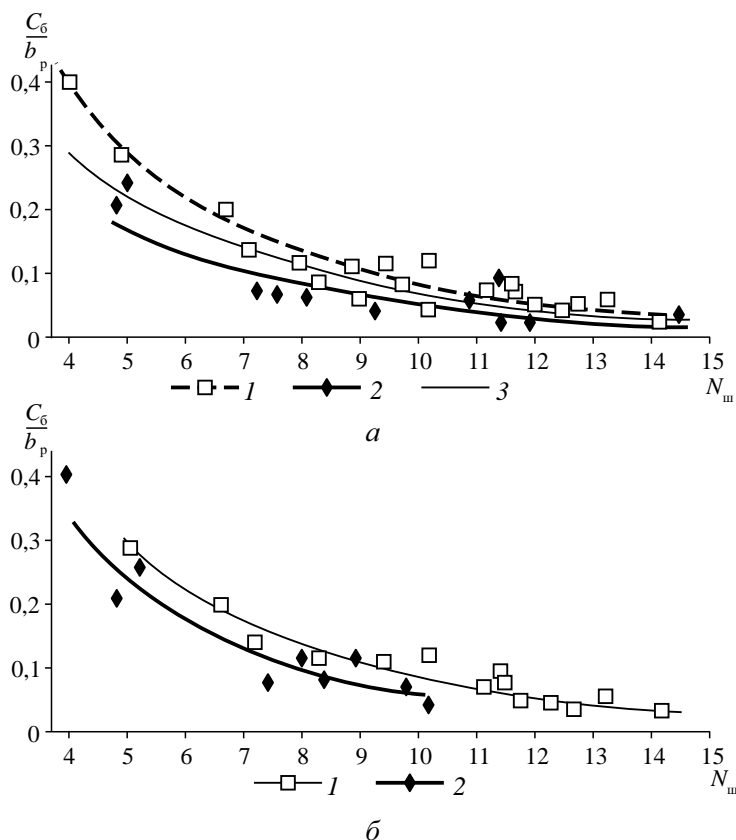


Рис. 4.50. Зависимость относительной скорости размыва берегов ($U_6 = C_6/b_p$) от порядка реки $N_{ш}$:

а — при различном типе излучин (1 — свободные; 2 — адаптированные; 3 — свободные + адаптированные), б — при разной литологии грунтов (1 — песчаные; 2 — суглинистые)

Формирование петлеобразных и синусоидальных излучин в глинистых отложениях поймы отличается малыми скоростями размыва берегов каньонообразных русел. Плановые очертания русел квазистабильны. Малая ширина русла и отсутствие отмелей приводит к тому, что поток, подмывая вогнутые берега, поддерживает их крутизну, а оползание или отседание отдельных блоков суглинистых и глинистых отложений предохраняет берега от дальнейшего размыва. На слабо меандрирующих реках подобные процессы наблюдаются не по всей длине вогнутых берегов, а фрагментарно, проявляясь в чередовании задернованных уступов берега (размыв отсутствует) с участками, где целостность дернины нарушена и происходит размыв.

Характерная особенность малых меандрирующих рек — резко выраженная асимметрия поперечного профиля крутых петлеобразных излучин в их вершинах, где формируются глубокие плесы. В верхнем течении р. Юги при ширине русла 10–13 м и средней глубине 1,15 м максимальные значения b_p/h составляют 3,5–4,

увеличиваясь лишь на перекатах до 5–20. В межень скорость потока в таких плесах уменьшается до 0,05 м/с, и в них идет аккумуляция взвешенных наносов. Зарастание русла и его берегов приводит к стабилизации плановых очертаний излучин, поскольку растительность препятствует размыву в период увеличения скоростей потока. Мелководные участки русла (перекаты) в пределах излучин других типов часто сложены глинами, образовавшимися в результате уплотнения илистых отложений. Чаще всего они возникают на малых, нередко пересыхающих реках семиаридных областей. Переуглубление плесов связано с прекращением выносов в них наносов в межень, когда течение рек прерывается, и размыва перекатов не происходит. Русла таких рек четко разделяются на глубокие озеровидные плесы и мелкие перекаты. В плесах идет накопление органических остатков вследствие отмирания водной и прибрежной растительности. Образование гипсовых корочек на обсыхающих частях русел препятствует их размыву в период максимального стока, способствуя стабилизации отметок дна русла.

В гумидных условиях увеличение размера малых рек и соотношения b_p/h сопровождается снижением зарастаемости русел, а затем и исчезновением водной растительности. В аридных областях водность рек к устью может уменьшаться. Это обуславливает закономерное снижение скорости размыва берегов на излучинах и приводит к полному пересыханию рек.

Специфическую морфодинамическую разновидность составляют бочажинные русла малых рек. Они формируются при уклонах $< 0,05\%$. Малые скорости течения ($V < 0,1$ м/с) способствуют развитию водной растительности. В составе русловых отложений преобладают илесто-органогенные осадки. Границы такого русла выражены слабо. Заболоченная пойма переходит в заболоченное русло, по длине которого чередуются бочажины (озеровидные расширения) и узкие протоки. Ширина бочажин может достигать нескольких десятков метров, ширина проток между ними — 3–5 м. Глубина воды в бочажинных руслах изменяется в пределах 1 м. Бочажинные русла часто возникают как следствие аккумуляции в руслах малых рек части продуктов смыва почв с поверхности водосборов. Нередко бочажины наследуют плесовые ложины.

В формировании русел малых рек большую роль играют заломы и деятельность бобров. Влияние заломов особенно велико на реках третьего — четвертого порядка — упавшие деревья полностью перегораживают их русла [Wallerstein et al., 1997]. Зачастую с заломами связаны формирование озеровидных расширений и резкие, иногда катастрофические изменения положения русла на дне долины.

Существенным фактором формирования русел рек до третьего — четвертого порядка является деятельность бобров, образующих поселения и кардинально изменяющих рельеф дна долины [Синицын, Русанов, 1991]. Бобры создают плотины, повышающие уровни воды и создающие зоны эрозии и аккумуляции наносов, роют каналы на пойме и под ее поверхностью, спрямляют излучины (рис. 4.51). Прорывы бобровых плотин приводят к существенному одновременному увеличению расходов воды и поступлению в русло большого количества древесного материала, образованию заломов и активизации размыва берегов. Поток половодья может формировать новые рукава, обтекая плотины или размывая берега возле них.

Малые реки, имея небольшую мощность потока, отличаются повышенной уязвимостью к антропогенным воздействиям, быстрой реакцией на пространственные и временные изменения природных условий. Вместе с тем некоторые из них характеризуются относительно высокой устойчивостью русел к изменениям природных факторов. Такие реки обычно располагаются в верхних звеньях

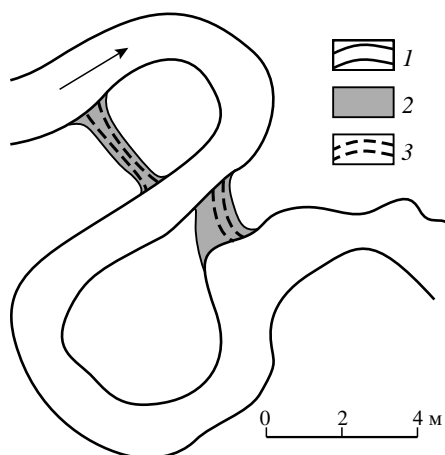


Рис. 4.51. Спряжения излучины по бобровому ходу (Подмосковье):
1 — русло; 2 — новый участок русла; 3 — бобровые ходы

гидрографической сети, имеют повышенные уклоны и скорости течения. Это частично компенсирует их малую водность, а транспортирующая способность потоков $W_{\text{тр}}$ оказывается достаточной для транзита поступающего в русла материала вниз по течению. Относительная транспортирующая способность малых рек $w_{\text{тр}}$, равная отношению максимально возможного стока наносов при данных гидравлических характеристиках потока (транспортирующей способности потока $W_{\text{тр}}$) к его фактическим значениям, характеризует морфодинамическую устойчивость русел [Беркович, Сидорчук, 1996], определяющую степень их подверженности заилению и деградации при изменениях стока воды и наносов. Если $W_{\text{тр}}/W > 1$, то русла устойчивы к внешним воздействиям.

Подобное условие типично для рек, протекающих по территориям, не нарушенным хозяйственной деятельностью. Такие реки находятся в естественном состоянии, а изменения их русел очень медленны и связаны с природным колебанием стока воды и наносов. Лишь при очень малых уклонах и небольшой водоносности малых рек даже в естественных условиях соотношение $W_{\text{тр}}/W$ может быть меньше 1. В этом случае возникает угроза заиления и деградации русел, что приводит к возникновению бочажинных русел и последующему сокращению речной сети.

Равновесие между стоком наносов и транспортирующей способностью потока на малых реках существенно нарушилось с началом интенсивной хозяйственной деятельности. Возникновение условия $W_{\text{тр}} \ll W$ вызывает аккумуляцию наносов — продуктов эрозии почв и заиление русел [Чернов, 1999].

Распашка земель и сведение лесов на водосборах — наиболее масштабные виды воздействия на сток наносов и, следовательно, на русла малых рек. С начала агрокультурного освоения (XVII в.) за счет плоскостной эрозии с водосборов центрального региона европейской России было смыто 90–100 млрд м^3 тонкодисперсного материала. Около 10–15 млрд м^3 грунта вынесено из оврагов [Сидорчук, 1995]. Несмотря на меньший (по сравнению со смывом почв) объем выноса материала в долины рек из оврагов, его следствия оказываются столь же весомыми, что объясняется различием коэффициентов выноса со склонов и из оврагов. В первом

случае он равен в среднем 0,15–0,2, т.е. лишь около 20% смытых с водосборов наносов достигает речной сети. Для оврагов коэффициент выноса приближается к 1 и иногда превышает это значение, так как в оврагах переносятся не только смытая с водосборов почва, но и продукты собственно овражной эрозии [Бутаков, 1996].

Продукты ускоренной эрозии поступают в русла малых рек и вызывают их заиление, поскольку $W_{тр}/W < 1$. Под заилением понимается накопление тонкодисперсных (илистых) наносов в руслах и на поймах, приводящее к обмелению русел. В результате русловой сток переходит в подрусовой, илистые отложения перекрывают песчаные или галечные побочни и плесовые ложины слоем толщиной от нескольких сантиметров до 1 м и более. При сезонных колебаниях водности ил частично перераспределяется в руслах, но его транзитное перемещение вниз по течению затруднено из-за быстрого уплотнения.

Процесс заиления осуществляется в несколько этапов [Стурман, 1992]. Заиление чаще всего начинается в руслах ручьев. Поступающий в них материал аккумулируется у берегов, на побочнях и отмелях, которые быстро зарастают водной растительностью. Затем процессы аккумуляции распространяются на плесовые ложины. В конечном счете ручьи отмирают, поверхностный сток переходит в подземный, исчезают даже следы русел, а долины ручьев превращаются в балки.

Ручьи играют роль буфера между водосбором и более крупными водотоками, так как только после их заиления процесс распространяется на реки более высоких порядков. По мере увеличения порядка рек доля продуктов смыва в стоке наносов и их роль в деформациях русел резко сокращаются (табл. 4.14).

Таблица 4.14

Мощность слоя наносов, смытых со склонов за агрокультурный период, на поймах и в руслах рек разных размеров, протекающих в различных условиях, мм/год [Сидорчук, 1996], с добавлениями

Река	Природная зона	Мощность слоя, см, антропогенно обусловленных отложений на поймах и в руслах рек различной длины, км			
		10–25	25–50	50–100	100–200
Ветлуга	Лесная	1,10	0,07	0,04	0,035
Вишера	Лесная	0,35	0,025	0,015	0,009
Вятка	Лесная распаханная	2,7	0,2	0,10	0,07
Сура	Лесостепная	2,15	0,15	0,08	0,07
Дон	Лесостепная	6–12	1–6	0,9–1,6	< 1
Днестр	Степная	5,20	1,20	0,15	0,30
Южный Буг	Степная	6,60	1,60	0,20	0,20

Подобная схема заиления малых рек не является универсальной. При значительных уклонах ручьи не заиливаются, если при этом $W_{тр}/W > 1$, но оно становится возможным на участках рек более высоких порядков, у которых $W_{тр}/W < 1$. Такие условия характерны для Среднерусской, Приволжской, Бугульминско-Белебеевской и других возвышенностей, где уклоны малых рек превышают 1,5–2‰. Наоборот, на низменных территориях лесостепной и степной зон Русской равнины и Западной Сибири, где уклоны ручьев < 1‰, транспортирующая способность потоков невелика и $W_{тр}/W < 1$. В результате заиление ручьев здесь происходит достаточно интенсивно.

Если продукты эрозии (частицы почв и грунтов) лишь частично достигают речной сети, сложно и неоднократно переоткладываясь в пределах водосборов, то биогенные и химически растворенные вещества достигают ее вместе с водой (за вычетом той доли, которая инфильтруется на конусах выноса) либо адсорбируются смываемыми частицами и вместе с ними поступают в реки. Концентрация в речной воде фосфора $P_{рв}$ — наиболее важного биогенного элемента (отношение массы валового фосфора, смытого вместе с почвой, к величине стока воды) можно оценивать по формуле [Литвин, Кирюхина, 1995]:

$$P_{рв} = \frac{10 \cdot W_3 P_n}{y}, \quad (4.30)$$

где W_3 — среднемноголетняя годовая интенсивность смыва почвы, т/га; S — распаханность площади водосбора, %; P_n — содержание валового фосфора в почве, %; y — среднемноголетний слой стока воды, мм; 10 — коэффициент размерности и перевода слоя стока в модуль, л/га.

Согласно расчетам на реках лесной зоны $P_{рв}$ изменяется от 0,1 до 5,13 мг/л, лесостепной зоны — от 4,9 до 8,6, степной — от 10 до 20 мг/л, достигая 44 мг/л на р. Калаусе (Ставропольская возвышенность) и 127,0 мг/л в бассейне р. Кумы. Биогенное загрязнение способствует развитию водной растительности и росту шероховатости русла, что, в свою очередь, приводит к снижению транспортирующей способности потока и аккумуляции наносов даже при их неизменном поступлении с площади водосбора.

Заиление русел малых рек приводит в итоге к отмиранию верхних звеньев гидро-сети, сокращению числа и изменению порядков рек. По данным Н.Н. Ивановой и др. [1996], в центре Русской равнины вследствие земледельческого освоения суммарная длина малых рек сократилась на 36–45%.

Причиной массовой деградации ручьев и малых рек считается не только заиление, связанное с резким увеличением количества смытого с почвы материала. Например, сокращение речной сети низких порядков в центре Русской равнины происходило на фоне снижения количества осадков и речного стока, вызванного естественными колебаниями климата. В этих условиях увеличение поступления с водосбора продуктов смыва явилось дополнительным фактором усиления процесса заиления малых рек. Об этом свидетельствует несовпадение по времени пиков освоения лесостепи (XVIII в.) и максимального отмирания (на 59%) верхних звеньев речных систем в середине — конце XIX в., когда после периода повышенного увлажнения территории возникли ксеротермические условия.

В 1960-е гг. темпы заиления малых рек снизились во всех природных зонах. Это объясняется уменьшением ввода новых пахотных площадей (в последние 25 лет их сокращением), снижением количества смытого материала и установлением равновесия между смываемым материалом и транспортирующей способностью потока ($W_{тр}/W \geq 1$).

На пойме при большой распаханности водосборов и высокой интенсивности овражной эрозии происходит образование делювиально-пролювиальных шлейфов (в их тыловых частях) и усиление наилконакопления по всей площади пойменных массивов. На поймах малых рек востока Русской равнины мощность антропогенного наилка достигает 1,5–2,5 м. Аккумуляция наносов в руслах вызывает повышение уровней воды в период половодья, возобновление затопления водами

половодий и отложения наилка на поверхности бывших первых надпойменных террас [Курбанова, Петренко, 1990].

Заиление и деградация малых рек вследствие аккумуляции наносов наиболее характерны в лесостепной и степной зонах. В лесной зоне эти процессы связаны с пересыханием малых рек в результате вырубки лесов и последующей распашки земель. Уменьшение меженного стока рек, понижение уровня грунтовых вод приводит к исчезновению источников, питающих реки, и пересыханию малых водотоков. Это вызывает смещение истоков рек вниз по течению до тех мест, где вскрываются более глубокие водоносные горизонты. В результате в лесной зоне востока Русской равнины исчезла, не будучи заиленной, большая часть источников [Дедков и др., 1995]. Сокращение площади лесов в 1,9 раза вызвало уменьшение числа рек первого — второго порядков в 2,2 раза.

Реакция малых рек на территориях, сложенных песчаными аллювиальными или флювиогляциальными отложениями, на вырубку лесов имеет ряд особенностей. Увеличение весеннего стока вследствие его внутригодового перераспределения повышает величину и обеспеченность руслоформирующих расходов воды. Это сопровождается усилением боковой эрозии русел меандрирующих рек. Скорость размыва вогнутых берегов рек, протекающих, например, в лесном Заволжье, возросла в 2 раза и более. Избыток песчаного материала откладывается ниже по течению не только у выпуклых берегов излучин, как это происходит в естественных условиях, но и по всей площади русла. Во время высоких половодий материал частично переносится вниз по течению, но новые порции продуктов размыва берегов компенсируют его убыль. В результате происходит общее обмеление рек [Чернов, Киселева, 1999].

Усиленной аккумуляции наносов способствовал молевой сплав леса: затопленная древесина на дне рек приводила к увеличению гидравлических сопротивлений и снижению транспортирующей способности потоков; плывущие бревна подвергали речные берега механическим деформациям, способствуя их разрушению, увеличению поступления в русла песчаного материала, занесению русел. Также происходит опесчанивание поверхности пойм вследствие повышенного поступления песка на их поверхность в период половодий. Однако занесение песком русел малых рек не приводит к столь масштабному отмиранию их сети, как заиление. Интерпретация данных [Иванова и др., 1996] по рекам лесной зоны позволяет предположить, что речная сеть сократилась в результате занесения песком всего на 1,5–2%.

Своеобразный морфологический эффект на малых реках вызывают осушительные мелиорации. В районах избыточного увлажнения мелиорация направлена на осушение пойм, что достигается с помощью дренажных канав, обеспечивающих понижение уровня грунтовых вод. При этом малые реки превращаются в водоприемники дренажных вод. Для увеличения их пропускной способности производится массовое спрямление излучин, уклоны увеличиваются, реки врезаются. Величина врезания и соответствующего понижения уровней воды на малых реках иногда превышает 1 м, сопровождаясь снижением уровней грунтовых вод и уменьшением уклонов [Чемерис, 1992; Варенов, 2013]. После прохождения волны эрозии в спрямленных канализированных руслах остается значительная часть продуктов их размыва. Понижение уровней воды в главной реке сопровождается врезанием притоков, что также увеличивает сток наносов. Повышенный вынос материала с осушенных территорий приводит к заилению канализированных русел малых рек и их евтрофированию.

Деградация малых рек вплоть до их исчезновения может быть связана и с другими хозяйственными мероприятиями. Наиболее распространено снижение водности малых рек при полном или частичном водозаборе. Часто при проведении оросительных мелиораций возводятся глухие земляные плотины, создаются пруды. Многие малые реки юга ЕТР (начиная от широты г. Москвы) превратились в каскады прудов. Меженный сток по таким рекам прекращается, русла в нижних бьефах плотин пересыхают до тех пор, пока не происходит их частичное восстановление за счет фильтрации грунтовых вод. Выше прудов наблюдается подтопление пойменных земель. Во время весенних половодий многие из плотин прорываются, продукты их размыва откладываются в руслах ниже по течению, приводя к заилению.

Вместе с тем мельничные плотины на малых реках лесной зоны, построенные в XIX — начале XX в., не приводили к уменьшению стока и последующему заилению рек. Они пропускали сток половодий и обеспечивали размыв накопившихся наносов и вынос их вниз по течению. Повышенные сбросы в нижний бьеф осенью способствовали промывке русел малых рек. Подобным образом работали водохранилища и плотины малых ГЭС, построенные на многих малых реках в 1920–1950-е гг. Их разрушение сопровождалось врезанием рек, которое приводило к прекращению затопления поймы и ее превращению в надпойменную террасу [Варенов, 2013].

В районах орошения часто допускается использование русел ручьев и малых рек для пропуска коллекторных вод. Это приводит к существенным изменениям русел и пойм. При таком способе использования малых рек увеличиваются их водоносность и транспортирующая способность потоков, в результате чего $W_{тр}/W > 1$. Реки интенсивно врезаются, их русла расширяются, почти в 2 раза возрастают темпы горизонтальных деформаций в русловой сети.

Существенные техногенные изменения происходят на малых реках урбанизированных территорий (в небольших городах такие реки часто становятся элементом городского ландшафта), в промышленных зонах и в местах добычи полезных ископаемых. Инженерное преобразование пойм малых рек более связано с застройкой жилыми массивами, гаражами, складами. Намыв грунта на поймах полностью прекращает их естественные функции и процессы (регулирование стока, накопление тонких фракций наносов). Форма речных русел изменяется при различных видах строительства, реки превращаются в каналы с бетонированными набережными, а иногда полностью забираются в трубы. Малые реки урбанизированных территорий в большинстве своем подвергаются замусориванию и последующему заилению русел.

Основным в развитии вертикальных деформаций русел является разная по степени интенсивности направленная аккумуляция поступающего в малые реки материала. Зачастую их русла выстилаются мощным слоем полуразложившейся органики, создавая илистый субстрат, аккумулирующий в том числе большую долю загрязняющих веществ. Продольные профили русел малых рек в условиях высокой антропогенной освоенности приобретают ступенчатый характер, они имеют минимальные уклоны в пределах участков подпора потока от стихийно сформированных естественных или имеющих антропогенное происхождение препятствий в русле и резкие перегибы ниже этих локальных базисов эрозии, нередко действующих как водосливы. На участках скачкообразного изменения продольного профиля русла происходит резкое увеличение транспортирующей способности потока и активизируется глубинная эрозия. Структура руслового рельефа (плес-

перекатные системы) постепенно нивелируется в связи с уменьшением переноса наносов во влекомом состоянии и заиливанием плесовых лощин [Завадский, Мишина, 2013].

В промышленных зонах малые реки, оказавшиеся на территориях заводов, автохозяйств, складов и других земель хозяйственного назначения, как правило, захламляются промышленным мусором, твердыми отходами производства, нефтепродуктами, что ухудшает экологическую обстановку из-за распространения вниз по течению.

В горнодобывающих районах малые реки и их поймы полностью уничтожаются при открытых горных разработках и добыче россыпных полезных ископаемых. Речной сток в этом случае либо отводится в искусственные каналы и водоемы, либо теряется, фильтруясь в отвалах горных пород [Хмелева и др., 1995]. Ниже горных разработок русла малых рек оказываются частично заиленными мелкодисперсными продуктами из отвалов [Алексеевский, Сидорчук, 1992].

4.4.5. Специфические формы проявления русловых процессов

Наряду с закономерными проявлениями русловых процессов, связанными с водностью, стоком наносов и слагающих ложе рек грунтами, в определенных условиях возникают не имеющие массового распространения специфические формы проявления русловых процессов, приобретающие иногда экстремальный характер. К таковым относятся сели и лавины в горах, ледовые заторы и заломы, образуемые плывущей по реке древесиной, выходы в русле и по берегам скальных пород. Отличные от обычных условия формирования русел возникает в приледниковых зонах высокогорий, в вулканических областях. В ряде случаев необходимо учитывать воздействие на формирование русел субаквального биохимического выветривания, коррозии скального ложа влекомыми потоком частицами (обломками), малой плотности наносов и пр.

Селевые потоки. Степень преобразования селевых отложений русловыми процессами зависит от частоты схода селей (табл. 4.15) и объема вынесенного ими в большие реки материала. При очень частой повторяемости селевых потоков (ежегодно или несколько раз в году) русло является селевым. Чем длиннее межселевой период, тем в большей мере русло трансформируется в русло того типа, которое соответствует его уклону, водности и кинетичности потока.

Таблица 4.15

Категории повторяемости селевых потоков [Перов, 2012]

Повторяемость	Межселевой интервал, лет	Повторяемость	Межселевой интервал, лет
Очень частая	Ежегодно, несколько раз в году	Редкая	16–30
Частая	2–5	Очень редкая	31–50
Средняя	6–15	Эпизодическая	> 50

Характер и степень воздействия селевых потоков на русло различны в зонах зарождения (формирования), транзита и аккумуляции селей [Флейшман, 1951; Перов, 1996]. В зоне формирования селя русло прямолинейное, узкое, с наибольшими уклонами. Здесь происходят наиболее интенсивный его размыв, оползание и разрушение берегов. При этом русло углубляется в среднем на 12–15 м при максимальном значении 40 м [Виноградов и др., 1976]. На протяженных

участках полностью уничтожается доселевой рельеф русла, происходит изменение его планового положения, обнажаются скальные породы [Черноморец, 2005]. В зоне транзита наблюдаются периодический размыв или отложение наносов, сменяющие друг друга как во времени, так и по длине реки. В расширениях долины и при изменении ее направления наблюдается отложение наносов, в сужениях долины — размыв дна и берегов. Зоны отложения селей приурочены к межгорным котловинам или выходу рек на предгорную равнину.

После прохождения селя прежнее русло исчезает, погребенное грязекаменным материалом. Формирование нового русла начинается в послеселевые паводки. Облик созданного ими первичного русла определяется образовавшимися валами при остановке селя. В результате русло приобретает ступенчатый продольный профиль, в котором каждый перегиб соответствует остановившемуся селевому лобовому валу; русло на всем своем протяжении является порожиисто-водопадным.

В межселевой период водный поток вымывает мелкие фракции из береговых валов и селевых террас, сортирует галечно-валунный материал по длине и ширине русла. В результате русло постепенно утрачивает черты селевого и приобретает облик горного неселевого русла.

Особая роль в формировании русла большой горной реки принадлежит селям, поступающим из притоков. Частота их схода и объем вынесенного материала, крупность селевых наносов, транспортирующая способность реки, характер сопряжения селевого и руслового потоков определяют длину зоны воздействия селей на русло принимающей реки, уклоны и крупность руслообразующих наносов. Сели из притоков как оказывают непосредственное воздействие на русло, так и изменяют условия и режим стока воды и наносов [Виноградова, Крыленко, 2004].

Выделяются четыре типа влияния селевых притоков на русло главной реки [Виноградова и др., 2005].

Первый тип. Образование конусов выноса селевых притоков и четко выраженных перегибов продольного профиля с формированием в русле участков подпора главной реки, непосредственного воздействия селей на русло и активной переработки селевых отложений, выносимых вниз по течению. Соответствует впадению притоков с частыми селепроявлениями и большими единовременными объемами выноса селевого материала.

Второй тип. Слабое развитие или отсутствие конуса выноса и формирование участка активной переработки селевых отложений ниже устья притока. Встречается в сужениях долины, при высокой селевой активности, но со сравнительно небольшими объемами селевых выносов или редкими селепроявлениями на притоках.

Третий тип. Наличие конуса выноса, оттесняющего реку к противоположному борту долины, незначительных перегибов продольного профиля русла принимающей реки. Встречается в расширениях долины при частой повторяемости селей на притоках, незначительной крупности селевых отложений, впадении притоков с редкой повторяемостью селей, но средними и большими объемами селевых выносов.

Четвертый тип. Незначительные изменения продольного профиля, обусловленные слабой селевой активностью притоков, разгрузкой селей на древних конусах выноса, вследствие чего их влияние на русло главной реки незначительно.

При первом типе воздействия главная река в районе селевого притока разделяется на три участка, соответствующие выраженным перегибам продольного профиля и резко различающиеся выше и ниже конуса выноса (рис. 4.52).

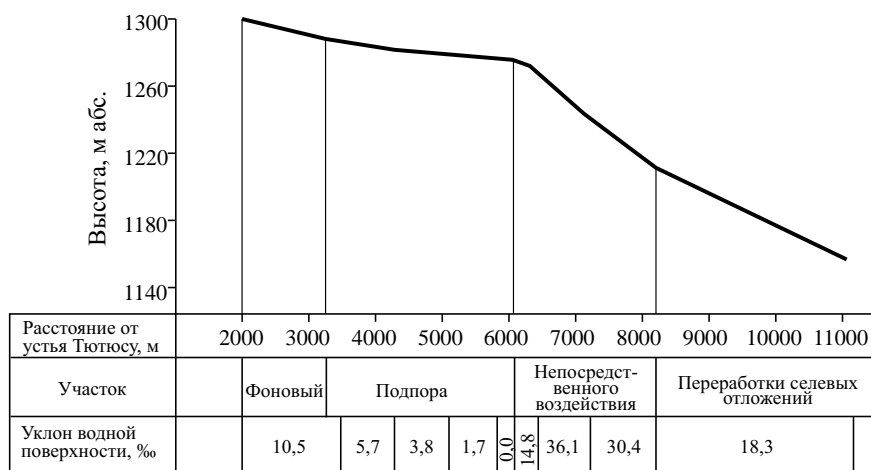


Рис. 4.52. Продольный профиль р. Баксан у г. Тырнауза после схода катастрофических селей по р. Герхожансу 18–25 июля 2000 г.

Участок подпора выше конуса выноса характеризуется снижением уклонов по его длине иногда до нулевых значений и аккумуляцией наносов, поступающих с вышерасположенного участка. После прохождения селей возможно образование подпрудных озер, которые постепенно заполняются наносами [Сейнова, Золотарев, 2001; Богомолов, Виноградова и др., 2002; Запороженко, 2005; Черноморец, 2005], происходит повышение отметок дна, формируется широкопойменное разветвленное русло с хорошо выраженными грядовыми образованиями. После катастрофических селей 2000 г. на р. Герхожансу длина участка подпора на р. Баксан составила 3 км.

На участке в пределах селевого конуса выноса наблюдается резкий перегиб продольного профиля реки и происходит увеличение уклонов в 2–5 раз по сравнению с фоновыми. При длительном отсутствии селепроявлений на притоках или при относительно слабых селях здесь образуется порожиисто-водопадное русло, отнесенное конусом выноса к противоположному берегу. При прохождении мощных селей происходит полное захоронение старого и возникновение нового блуждающего невыработанного русла, высотные отметки и плановые очертания которого не согласуются с прежними. В промежутках между селями происходят размыв отложений и формирование русла, приспособленного к новым условиям. Чем больше объемы селевых выносов, тем больше протяженность участка, на котором происходят аккумуляция селевых отложений и воздействие селевых волн, движущихся от устья притока по главной реке. Во время катастрофических селей 2000 г. на р. Герхожансу с суммарным объемом выноса до 5 млн м³ протяженность участка непосредственных воздействий селей на русло р. Баксан составила около 2 км.

Ниже селевого конуса выноса находится участок переработки рекой селевых отложений. Уклоны по его длине постепенно уменьшаются до фоновых. Для него характерны разноуровневые аккумулятивные образования и их активная переработка потоком. Наиболее высокие гряды, побочни и осередки формируются непосредственно при сходе селя на притоках и сразу после него во время послеселевого паводка. Наиболее низкие аккумулятивные формы возникают при постепенной переработке потоком послеселевых образований.

При втором типе ниже устья притока находится участок аккумуляции селевых наносов. Во врезанном русле образуются высокие прислоненные селевые террасы высотой до 4–5 м, протяженностью 200–300 м. В широкопойменном русле формируются обширные поля аккумуляции наносов.

Для третьего типа характерно наличие значительных по размерам конусов выноса, в пределах которых происходит аккумуляция селевого материала, выносимого из притока. Лишь незначительный объем селевого материала достигает русла принимающей реки, практически не оказывая на него непосредственного воздействия. Влияние селевой деятельности в таких условиях проявляется косвенно (оттеснение русла к противоположному берегу, обогащение руслового аллювия селевым материалом).

При четвертом типе селевые притоки не оказывают прямого влияния на русло принимающей реки.

Мощные сели, проходящие по притоку и достигающие русла (первый тип), являются наиболее значимым фактором руслоформирования на участке длиной до 10 км, определяя морфологию русла, характер и направленность русловых деформаций, гранулометрический состав наносов. Однако даже катастрофические по объему сели на притоке (повторяемость 1 раз в 70–100 лет) не распространяются на русло главной реки, которое подвергается лишь их существенному воздействию, само не являясь при этом селевым. Таковы р. Баксан в районе устья селевой р. Герхожансу (г. Тырнауза) и р. Терек в пределах Дарьяльского ущелья [Лодина, Рашутин и др., 1987], русла которых, принимая селевые притоки, образуют вытянутые вдоль реки глыбово-валунные гряды высотой до 2–2,5 м над меженным уровнем воды, между которыми река разбивается в межень на несколько протоков. На Тереке в самом ущелье вследствие стеснения реки скалами русло остается порожисто-водопадным со сверхбурным даже в межень потоком на беспорядочных скоплениях крупновалунного материала.

Формы проявления русловых процессов на горных реках с активным проявлением селевой деятельности иллюстрируются на примере верхнего течения р. Баксан в Приэльбрусье [Виноградова и др., 2007]. Проходящие здесь гляциальные селевые потоки формируют пояс руслоформирования, в пределах которого мигрирует речной поток, создают основные элементы русла и своеобразные террасовидные поверхности. Последние образуются селевыми паводками, затапливаются лишь при экстремально высоких половодьях и характерны только для условий высокогорий, где склоны почти лишены растительности. На отдельных участках обусловленных геологическим строением расширений долины и в устьях притоков пояс руслоформирования представляет собой обширные галечно-валунные поля (шириной до 100–300 м или 50 ширин меженного русла) смешанного генезиса — аллювиального, селевого, лавинного, склонового и моренного. Они представляют собой относительно ровные или слабо наклоненные поверхности с хаотичными высыпками валунов, гальки, щебня. Этот материал перерабатывается водным потоком, который сортирует его и создает специфические аллювиально-селевые формы рельефа: продольные гряды, водоскаты, побочни, осередки. В результате частой миграции русла в пределах пояса руслоформирования они встречаются по всей его ширине, хаотически чередуясь с селевыми и другими формами рельефа, образованными в результате деятельности экзогенных процессов. Геолого-геоморфологическое строение долины выступает как ограничивающий фактор, определяя ширину долины и основные ступени продольного профиля. Ниже по течению по мере снижения степени воздействия на русло склоновых процессов

и увеличения водоносности реки роль водного потока в формировании русла быстро увеличивается.

Продольные гряды являются основной элементарной формой аллювиально-селевого рельефа дна долины. Типичная гряда представляет собой скопление более или менее переработанного (преимущественно валунного) селевого и лавинного материала, включающего глыбы диаметром свыше 1 м. Гряды, как правило, короткие, длиной от 10 до 30 м; высота их 1–2 м, ширина — не более 5 м. В результате большой крупности слагающего их материала гряды выражены нечетко. Более окатанный валунно-галечный аллювий находится на периферии гряд и выстилает понижения между ними. Роль водного потока состоит в преобразовании продольных гряд и создании симметричных или антидюнной формы гряд, сложенных селевым материалом.

Водоскаты представляют собой серию порогов, следующих один за другим на небольшом расстоянии. Они располагаются на крупных структурных уступах и моренных грядах. Водоскаты сложены крупными валунами, глыбами (диаметром до 1,5 м) и практически не окатанным обломочным материалом. Стенка водоската, как на водопаде, имеет уклон 10–60°. Высота некоторых водоскатов составляет 10–15 м. Поток здесь разбивается на многочисленные мелкие струи, не образуя единого русла (рис. 4.53).

Крупные аллювиально-селевые формы рельефа на полях аккумуляции представлены нечетко выраженными *побочнями*, расположенными в шахматном порядке, сложенными из плохо окатанного селевого и аллювиального (более мелкого и лучше окатанного) материала. Ширина их 40–70 м, длина — до 200 м. Поверхность побочней имеет значительный уклон, зачастую превышающий уклон водной поверхности: перепад высот по их длине составляет от 2 до 5 м. Побочни иногда состоят из двух — четырех коротких аллювиально-селевых продольных гряд. Встречаются также побочни с относительно ровной поверхностью и хаотическими высыпками обломочного материала.

Аллювиально-селевые *осередки* являются особыми формами рельефа в верховьях рек. Они располагаются либо на выходах скальных пород, либо в местах впадения селевых притоков, где наблюдается разветвление потока, представляющего собой узкие (шириной 5–6 м) вытянутые по течению гряды клиновидной формы. Длина самого крупного осередка на р. Баксане (Северный Кавказ) достигает 70 м, ширина — 10 м, перепад высот по его длине — 4 м. Осередки, как правило, стабильны и в отличие от побочней более низкие, высотой не более 1 м над меженным уровнем воды. Нередко облик аллювиально-селевого русла определяется одновременным формированием побочней и осередков (рис. 4.54).

В результате усиления руслоформирующей деятельности водного потока происходит постепенная трансформация аллювиально-селевых форм руслового рельефа в аллювиальные. Аллювиальные формы руслового рельефа — это фрагментарные, шириной 2–3 м галечно-валунные побочни, подвижные осередки, вытянутые вниз по течению косы. Все эти формы низкие, высотой не более 0,5 м над меженным уровнем, затопляемые во время половодий и паводков. Они относительно хорошо выражены только в пределах русла, образуют более низкую ступень, вложенную в селевые террасовидные поверхности.

Таким образом, в зависимости от проявления и преобладания тех или иных факторов руслоформирования на селевых реках образуются различные морфодинамические типы русла — порожисто-водопадные (ПВ), с неразвитыми (НАФ) и развитыми аллювиальными формами (РАФ), с аллювиально-селевыми формами

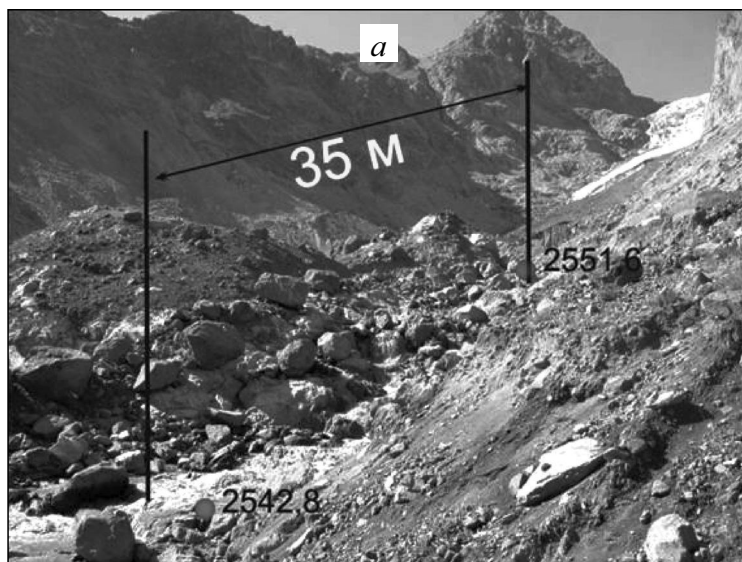


Рис. 4.53. Водоскаты в селевом русле р. Баксан:
а — выше устья р. Чипер-Азау; *б* — у устья р. Малый Азау. Фото Н.Н. Виноградовой

(АСФ) и переходных типов (ПВ-АСФ), (ПВ-НАФ). Порожисто-водопадное русло (ПВ) представляет собой чередование водоскатов, порогов и относительно выположенных участков с уклонами до 10‰. В верхнем течении р. Баксан общее падение русла реки на таких участках — около 250 м, средний уклон — 91‰. Ширина межженного русла на таких участках — от 3–8 до 10–15 м при ширине пояса руслоформирования 15–40 м. На первых 2,5 км от истока русло этого типа преобладает, слабо выработано, местами полностью перекрыто склоновыми отложениями. Ниже впадения р. Малый Азау ПВ русло постепенно сменяется другими типами русла, его конфигурация является преимущественно пассивно приспособленной

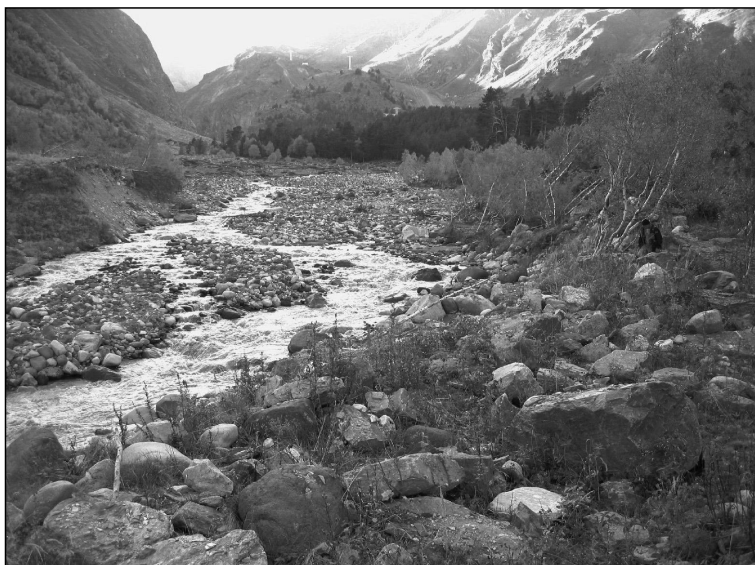


Рис. 4.54. Аллювиально-селевое русло р. Баксан с побочными и осередками ниже п. Азау.
Фото Н.Н. Виноградовой

к осыпям, моренным грядам, конусам выноса селей, образует пологие изгибы. Они неустойчивы и быстро разрушаются под воздействием селей и осыпей. На водопадах и водоскатах русло прямолинейное. Врезанное порожиисто-водопадное русло формируется в сужениях долины, поток протекает в скальном лотке с почти отвесными стенками. Русло здесь относительно прямолинейное, занимает обычно все дно вреза. Крупные скальные обломки и валуны образуют в реке серии порогов длиной 20–50 м без четко выраженной ступенчатости.

Русло с АСФ образуется в коротких расширениях дна долины в местах впадения селевых притоков. Уклоны снижаются здесь до 10–50‰. Ширина пояса руслоформирования по сравнению с порожиисто-водопадным руслом увеличивается до 40–50 м, что обычно соответствует ширине селевых отложений.

В руслах ПВ-АСФ водоскаты и пороги высотой 3–6 м чередуются с участками русла с аллювиально-селевыми формами. Эти участки часто сменяют друг друга по длине реки, что обусловлено значительным влиянием на формирование русла селевой и активной лавинной деятельности, осыпей, горных обвалов и др.

Снежные лавины являются своеобразным фактором формирования русел в горах. Наиболее интенсивная их деятельность наблюдается в высокогорье, где их периодическому воздействию подвержены многие участки рек. В верховьях рек лавины сходят почти ежегодно, перекрывая русла рек, выбивая из них аллювиальные материалы и не только перенося их по пойме и руслу, но и забрасывая вверх по склону. Гигантские лавины формируют конуса выноса и местные расширения русла. С постоянно действующими лавинами связаны выбоины и ниши в днищах долин, щебнистые осередки, береговые фестоны, создающие временные подпорные плотины и локальные зоны аккумуляции наносов. Длительное воздействие лавин в сочетании со склоновыми процессами по лавинным лоткам приводит к формированию обвально-лавиных конусов, отжимающих русло к противоположному берегу, в очертаниях которого формируются фестоны (вогнутости).

Редко сходящие в лесном поясе гор лавины приносят в русла большое количество древесных остатков, в том числе стволов крупных деревьев, создающих заломы, возле которых образуются участки локальной аккумуляции наносов. Древесный материал, выносимый лавинами, является неотъемлемой частью русловых форм, нередко определяет их размеры и расположение. Бревна застревают в сужениях русел и становятся ядрами аккумуляции материала, создавая древесно-аллювиальные ступени и формируя перегибы продольного профиля.

В *приледниковой области* в высокогорье на формирование русла оказывают влияние как сам факт абсолютного преобладающего ледникового питания и поступления в реки флювиогляциального материала, так и происходящая в связи с потеплением климата деградация оледенения. Обследование многих ледниковых рек Приэльбрусья позволило по их длине выделить морфодинамические участки с относительно однородными условиями руслоформирования [Виноградова, Крыленко и др., 2010]: 1) ледниковый; 2) приледниковый (перигляциальный); 3) внеледниковый (рис. 4.55).

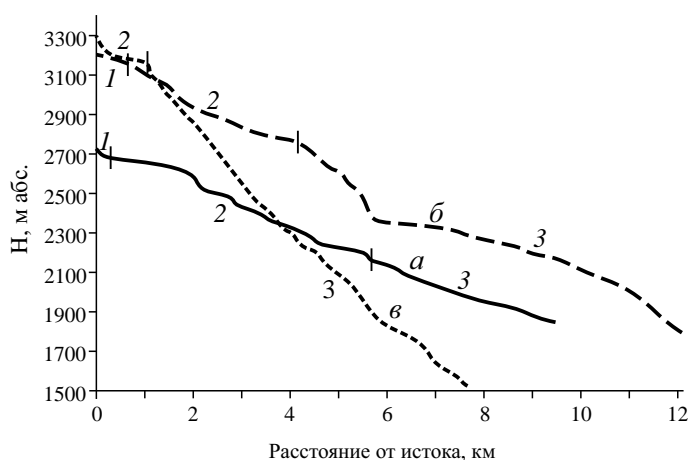


Рис. 4.55. Продольные профили ледниковых рек Приэльбрусья. Морфодинамические участки русла:

1 — ледниковый; 2 — приледниковый перигляциальный; 3 — внеледниковый; а — р. Адылсу; б — р. Ирикчай-Ирих; в-р. Сяятран (Северный Кавказ)

Ледниковый участок представляет собой область современной и недавней (последние десятки лет) ледниковой деятельности. Протяженность рек в его пределах — несколько сотен метров, уклоны превышают 150%. Здесь происходит переработка потоком свежих ледниковых отложений, переформирования русла связаны с вытаиванием мертвых льдов, изменением подледниковых каналов стока, обрушениями морены и льда, образованием просадок, прорывами временных приледниковых и внутриледниковых водоемов, подвижками ледника и т.п. Основным источником поступления наносов является ледник, но существенную роль играют обвальные и селевые отложения. Для участка обычны своеобразные ледовые русла водотоков по поверхности ледников, неустойчивые «висячие русла» на поверхности массивов мертвых льдов или скопления морены, расположенные на значительной высоте над рекой. Характерны резкие перестройки и миграции русла при

вытаивании моренного льда и обвалах ледникового материала, изменения положения каналов стока внутриледниковых вод.

Приледниковый перигляциальный участок является достаточно протяженным (несколько километров); его уклоны изменяются в широких пределах (от 10 до 250‰). Для продольного профиля характерны ступенчатость, связанная с древней ледниковой деятельностью (чередование ригелей и зандровых полей), интенсивная селевая деятельность, обвалы, осыпи, лавины на склонах, мерзлотные явления, движение каменных глетчеров. В руслах это проявляется в чередовании порожиисто-водопадного русла на ступенях-ригелях и горного русла с развитыми аллювиальными формами в пределах зандровых и аллювиально-селевых полей в местах селевой аккумуляции. В последнем случае русло неустойчивое. Его формирование происходит под воздействием селей, гляциальных паводков и поступления обломочного материала со склонов.

На *внеледниковом участке* в верхней его части, имеющей наибольшую протяженность, преобладает направленное врезание реки. Он отличается слабоогнутым или прямолинейным продольным профилем с отдельными ступенями, долина превращается в V-образное ущелье. Преобладающий тип русла — врезанное, порожиисто-водопадное или горное с неразвитыми аллювиальными формами. Морфология русла предопределяется характером пород, слагающих ложе и борта русла, тогда как влияние склоновых процессов на руслоформирование и морфологию русла ослабевает. Увеличение мощности потока способствует активизации транспорта наносов и более интенсивным проявлениям русловых деформаций, приводящих к размыву и переотложению материала древних морен и ранее отложенного селевого и аллювиального материала.

В нижней части внеледниковом участка преобладает направленная аккумуляция материала. Среди источников поступления материала преобладает аллювий, образовавшийся в результате размыва ранее сформировавшихся аллювиальных и аллювиально-селевых толщ, а также залповые выносы из селевых притоков.

Таким образом, в высокогорье формирование русел первых порядков определяется во многом селевыми, гляциальными и склоновыми процессами, работа русловых потоков ограничивается временными рамками схода селей, лавин и осypей, прохождением гляциальных паводков. В результате здесь образуется полигенетический пояс руслоформирования — поля аккумуляции разнородных отложений смешанного генезиса лишь с наличием аллювия, но преобладанием моренного, селевого и склонового материала. В расширениях долин ширина потенциального пояса руслоформирования $B_{\text{пф}} = 50-80b_p$, в каньонах и теснинах $B_{\text{пф}} = b_p$.

Вниз по течению на реках третьего и больших порядков по мере роста водности и мощности потока происходит трансформация аллювиально-селевых отложений в аллювиальные, что проявляется в изменении структуры русла, параметров и выработанности русловых форм, сортированности, крупности и окатанности руслообразующих наносов. Появляются фрагментарные, шириной 2–3 м галечно-валунные побочни, подвижные изометричные осередки, вытянутые вниз по течению косы высотой не более 0,5 м над меженным уровнем, образующие низкую ступень, вложенную в селевые террасовидные поверхности. Типичные формы руслового рельефа — плесы, перекаты, осередки, побочни появляются на участках русел с развитыми аллювиальными формами, образующимися во внутригорных котловинах.

В районах *современного вулканизма* (в России это Камчатка и Курильские острова) распространение трещиноватых лавовых покровов и пористых пирокластических отложений, современное оледенение, тяготеющее к вершинам дей-

ствующих вулканов, обуславливают специфический гидрологической и русловой режим рек данных территорий [Ермакова, 2008, 2009]. Они характеризуются неравномерным стоком воды, имеющим сезонный и суточный ход, очень высокими мутностью воды и стоком наносов, блуждающим руслом; преобладающий морфодинамический тип — прямолинейные русла с осередковой разветвленностью.

Огромные объемы продуктов вулканических извержений, поступающие в поток в верхних и средних звеньях речной сети, аккумулируются при резком выполаживании продольного профиля у подножия вулканов, образуются плоские веерообразные конуса выноса в виде наклонных пролювиальных шлейфов. Уменьшение уклонов продольного профиля здесь настолько резко, что водные потоки теряют способность формировать русло и, растекаясь по собственному конусу выноса, теряются в рыхлых отложениях.

Помимо особенностей рельефа районов вулканизма развитие блуждающих русел обусловлено крайне неравномерным стоком воды этих рек. Реки, зарождаясь на снежниках и ледниках склонов вулканов, протекают по поверхности хорошо водопроницаемых рыхлых пород, слагающих вулканы. Поэтому уровень грунтовых вод в пределах вулканических районов очень низкий; поток находится в подвешенном состоянии по отношению к нему и быстро фильтруется в вулканические отложения. Сток воды отличается эпизодичностью (полное отсутствие стока в межливневый период). Поэтому реки зачастую именуется «сухими» [Краевая, 1964].

Второй фактор неравномерности стока «сухих» рек — эпизодический характер их питания за счет таяния снега, атмосферных осадков и катастрофического таяния снега и льда во время извержений вулканов. Водность рек также закономерно изменяется в течение суток. Все это ведет к тому, что районы современного вулканизма не имеют постоянной речной сети. Лишь наиболее крупные водотоки являются притоками рек, имеющих постоянный сток в течение года; более мелкие неоднократно полностью фильтруются в собственные отложения.

Сток наносов вулканических рек также достаточно специфичен из-за поступления на поверхность водосбора огромных количеств пирокластического материала. Средняя годовая мутность воды в реках достигает 700 г/м^3 , тогда как ее значение для большинства камчатских рек невулканических районов составляет менее 50 г/м^3 . Мутность имеет четко выраженный суточный ход, связанный с таянием снега и льда в горах. Максимальная мутность воды наблюдается в послеполуденные часы, когда усиливается поверхностный смыв, минимальная — в утренние часы.

Благодаря высокой пористости и малому относительному весу вулканических пород речной поток может переносить во взвешенном состоянии обломки очень больших размеров. Так, на р. Сухой Елизовской, стекающей с Авачинского вулкана, при расходе воды $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$ максимальные размеры частиц, переносимых потоком во взвешенном состоянии, составляют 5 см. Высокая пористость частиц пирогенного материала, формирующего сток наносов вулканических рек, приводит к усилению процессов их истирания и дробления при переносе речными потоками. Поэтому средняя крупность руслообразующих наносов оказывается в 1,5–2 раза меньше по сравнению с реками того же порядка, имеющими такие же уклоны, но протекающими в невулканических районах полуострова.

Неравномерность стока воды и очень высокий сток наносов обуславливают специфику условий формирования русел. Основная эрозионно-аккумулятивная работа совершается реками в период снеготаяния, когда их сток возобновляется. Особенно ярко это проявляется при катастрофическом таянии снега и льда во время извержения вулканов, при котором происходит перестройка речной сети.

Большое количество транспортируемого потоками материала в массовом порядке аккумулируется на спаде половодья или паводков. Возникающие скопления наносов при дальнейшем уменьшении водности формируют осередки. Структура таких осередковых разветвлений случайна и полностью видоизменяется после прохождения очередного паводка. Динамичность осередковой сети обуславливается также суточными колебаниями стока воды. На р. Сухой Елизовской в 23 км от истока при изменении расхода воды от 0 (стока нет) до $0,2 \text{ м}^3/\text{с}$ число рукавов в поперечном сечении долины достигает семи. Время существования отдельных рукавов измеряется десятками минут.

Ледовые заторы как фактор русловых процессов более характерны для рек текущих с юга на север. Места их возникновения часто определяются формой русла (сужения русла, крутые излучины, узлы разветвлений и т.д.), приурочены к перекатам. При обмелении таких рек в процессе сезонных деформаций снижается пропускная способность их русел для прохождения ледяных полей [Алабян, Алексеевский и др., 2003]: при повышении отметок дна на перекатах прирусловые отмели, с которыми прочно связаны поля льда, оказывают тормозящее воздействие на их движение, что создает предпосылки для торошения льда и образования заторов. Поэтому прекращение дноуглубительных работ на судоходных реках с относительно небольшими глубинами на перекатах (Северная Двина, Вычегда, Печора, Мезень) привело к их снижению (с 1,7 до 1,3–1,1 м на Северной Двине), повышению уровней воды (на 25–30 см), растеканию потока половодья в начале ледохода по отмелям и повышению вероятности формирования заторов.

В свою очередь заторы сопровождаются формированием подпоров на вышележащем участке реки, которые распространяются иногда на десятки километров и вызывают аккумуляцию наносов. Однако при прорыве затора здесь формируется кривая спада уровней, происходят размыв и вынос ранее отложившихся наносов. В широкопойменном русле поток стремится обойти затор, спрямляя излучины и разрабатывая второстепенные рукава; в образовавшееся новое русло или углубившийся рукав перемещается главное течение реки, которое сохраняется в нем десятки лет. Волна прорыва затора ниже по течению сопровождается размывом русла, который в известной мере нейтрализуется выносом сюда материала из зоны спада уровней.

Плывущие льдины, наваливаясь на берега, к которым прижимается поток, способствуют их разрушению, вследствие чего скорость их отступления возрастает до 1,5–2 раз по сравнению с фоновой.

Аналогичное заторам, но в основном только на малых реках лесной зоны, влияние на их русла оказывают *лесные заломы* — скопления плывущей древесины на излучинах, в узлах разветвления, на перекатах. Их формирование является следствием подмыва берегов и обрушения деревьев в русло, а на малых реках — также деятельности бобров (бобровые плотины). Кроме того, бобры «цементируют» образовавшиеся заломы, превращая их в плотины, возле которых возникают пруды. Зимой на заломах возникают ледовые плотины, полностью перекрывающие реку. Обходя заломы, поток в половодье создает на пойме промоины, превращающиеся со временем в рукава реки или в основное русло; при этом поток может оставить старое русло на большом протяжении, образовав длинные извилистые староречья. Выше заломов в зоне подпора происходит заиление русел, распространяющееся на сотни метров, переформирования их замедляются или практически прекращаются [Домогашев, Сергутин, 1987; Чалова, 2011].

Образование заломов в основном характерно для равнинных рек, но наблюдаются также на горных реках, где они образуют переливные плотины с водопадами, ниже которых могут образовываться водобойные колодцы.

Формированию заломов на реках предшествует карчеход — явление, аналогичное ледоходу, но связанное с плывущими по реке в половодье упавшими деревьями, которые, как и лед, способствуют разрушению берегов [Земцов, 1976].

Скальные русла, где поток непосредственно контактирует с коренным ложем и практически лишен русловых отложений, главным образом характерны для горных, полугорных и равнинных рек, протекающих в горных странах (Катунь на Алтае, Витим, верхний Алдан, Ангара); участки со скальным руслом имеются на верхней и средней Лене, среднем Енисее, среднем Амуре, доминируют на реках Карелии, встречаются на Онеге и реках, текущих по возвышенностям Восточно-Европейской равнины. Русловые процессы в скальных руслах проявляются во врезании рек, транзитном переносе галечно-валунно-глыбовых наносов, формировании дефицитных гряд и провоцируемых потоком обвалах, осыпях при возникновении «прижимов» к скальным берегам.

В верховьях горных рек и на малых горных реках (первых порядков), долины которых расчлениют склоны горных хребтов, скальные русла имеют вид прямолинейных крутонаклонных, иногда ступенчатых скальных лотков, в которых непрерывно чередуются микроводопады (с перепадом высот 0,5–1,0 м) и эрозионные котлы у их основания. При больших уклонах происходит только размыв ложа и вынос вниз по течению его продуктов и материала, поступающего со склонов, причем выносу наносов способствует гравитационная составляющая [Хмелева, Виноградова и др., 2000]. Ниже ступеней продольного профиля (водопадов) возникает, особенно в паводки, явление кавитации, способствующее образованию эрозионных котлов и регрессивному отступанию ступеней. Этому благоприятствует высокая кинетичность потоков, которые в крутонаклонных лотках (уклон до 300‰ и более) являются сверхбурными.

Скальные русла средних и больших горных рек иногда существенно стеснены коренными берегами и дном, причем их ширина в несколько раз меньше смежных аллювиальных участков реки. Здесь образуются быстротоки со скоростями до 5–7 м/с (мгновенные пульсационные достигают 8–9 м/с), обеспечивающие вынос за пределы таких скальных участков поступивших на них сверху, из притоков или с бортов долины крупных обломков и формирование русла в виде скального лотка.

Перемещаемые потоком волочением или перекачиванием во время паводков валуны (галька, глыбы) интенсивно корродируют дно; непосредственный контакт потока со скальным ложем обеспечивает также активное биохимическое разрушение горных пород [Добровольская, 1980]. С учетом других факторов врезание русел горных рек на скальных участках происходит со скоростями до 1–7 см/год [Хакимов, 1992].

Скальные русла встречаются на равнинных реках, протекающих в горах. Стеснение потока обуславливает высокие скорости течения и интенсивный транспорт во время паводков галечно-валунно-глыбового материала, который образует прибрежные гряды — закоски и дефицитные гряды в других частях русла. На всех реках со скальным ложем локальные выступы коренных пород, оказывая подпорное воздействие на поток, обуславливают образование скоплений галечно-валунного аллювия непосредственно перед ним, а при соответствующем угле встречи с направлением потока — и ниже, где он иногда заполняет эрозионные котлы. По-

добные участки русла являются *скульптурно-аккумулятивными*, скопления гальки и валунов у них являются следствием изменения одиночными выступами скальных пород гидравлической структуры потока с образованием зон подпора перед ними и в «скоростной тени» с низовой стороны.

Скальные выступы на дне реки, будучи неразмываемыми, вызывают существенные изменения уклонов при смене фаз водного режима [Зайцев, 1989]. При большой ширине русел в многоводные фазы режима уклоны на них уменьшаются, и коренное ложе покрывается аллювиальным плащом. На спаде уровней и в межень скорости растут, глубина падает, отложившиеся наносы размываются и выносятся вниз по течению. В суженном русле скальные выступы сохраняются во все фазы режима, так как скорости потока на них остаются достаточными для транзитного переноса наносов даже при снижении уклонов.

Определенное влияние на степень скальности русла оказывает морфодинамический тип русла. Во врезанном прямолинейном неразветвленном русле в коренных берегах преобладают большие глубины, форма поперечного сечения близка к параболической, а площади скального ложа приурочены преимущественно к боковым частям русла и редко к стрежневой его зоне, где сосредоточен основной поток наносов. При такой форме русла обломочный материал, поступающий с бортов долины из притоков, быстро «скатывается» с участием гравитационных сил к середине русла, где скорости потока достаточны для его транспортировки.

В разветвленном русле скальное, лишенное аллювия дно приурочено к центральной части рукавов. При дефиците наносов в широких руслах больших равнинных рек перемещение галечно-валунного материала происходит в прибрежных частях. Это обуславливает более интенсивное понижение дна (вследствие корразии) вдоль берегов, а в середине русла формируется скальный выступ, со временем превращающийся в цокольный остров. Это определяет широкое распространение на Лене, Алдане, Витиме, Енисее, Ангаре островов, имеющих в своей основе скальные выступы. По мере образования при углублении прибрежных частей русла они оказывают воздействие на структуру потока, вследствие чего ниже в зоне «скоростной тени» и выше в зоне подпора происходит накопление галечно-валунного материала. За геологическую историю развития русел рек такие острова на значительной своей части становятся надпойменными, возвышающимися иногда над рекой на десятки метров.

Отдельные скальные выступы встречаются на многих равнинных реках, где с ними связаны пороги, иногда водопады или, наоборот, узкие теснины с аномально большими глубинами. Они приурочены к местам пересечения реками пластов трудноразмываемых, обычно скальных пород, имеющих поперечное по отношению к ним простираие. В зависимости от ширины полосы, сложенной скальными породами, такие участки на реках могут быть как достаточно протяженными, так и короткими. При этом они могут представлять собой как сужения русла с большими глубинами, так и скальные мелководья, образующие порожистые участки (Казачинский порог на Енисее, Союзный «перекат» на Амуре).

Скальные русла часто сопровождаются многочисленными выступами и мысами берегов, оказывающими на поток направляющее воздействие, обуславливающими его местные стеснения, образование суводей и переуглублений. Подобные скальные мысы на сибирских реках называют быками. Савинский бык (311 км ниже Красноярска) перегораживает русло на 700–800 м. Несколько скальных мысов по правому берегу Оби ниже Новосибирской ГЭС связано с обтеканием рекой гранитных массивов. Они имеют свое продолжение в русле, образуют многочис-

ленные локальные выходы скал, разбросанные поперек реки и иногда образующие следующие друг за другом прибрежные шиверы.

На малых, а иногда и средних равнинных реках, протекающих по структурным возвышенностям, выходы скальных прочных пород обуславливают ступенчатость их продольных профилей. Каждая такая ступень состоит из порога или микроводопада, на котором уклоны в межень иногда в десятки раз больше, чем на участках между ними. Во время половодья уклон по всему участку со ступенчатым профилем выравнивается, но его суммарная величина оказывается повышенной, что обуславливает перенос потоком галечно-мелковалунного материала.

4.5. СТОК НАНОСОВ И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В МОРФОЛОГИИ И ДИНАМИКЕ РЕЧНЫХ РУСЕЛ

Сток наносов — один из определяющих факторов русловых процессов. Вместе с тем русловые процессы как совокупность явлений, возникающих при взаимодействии речного потока и русла, вследствие размывов берегов и дна обуславливают поступление в поток наносов и, таким образом, сами являются фактором формирования стока наносов. Такое двойственное положение стока наносов как фактора русловых процессов и их производной определяется бассейновым или русловым генезисом наносов, т.е. $W = W_{\text{басс}} + W_{\text{русл}}$. Наносы бассейнового происхождения в большей мере формируют сток взвешенных наносов, определяя мутность воды. Наносы руслового генезиса в основном являются влекомыми, транспортируются по дну в виде гряд разных размеров, создающих сложную иерархическую структуру руслового рельефа, либо слоя (гладкая фаза) без образования гряд. Бесструктурный транспорт наносов характерен для горных рек с бурными потоками, у которых число Фруда $Fr > 1$, либо для равнинных рек с очень мелким составом руслообразующих наносов, у которых $V_{\text{ср}} > 2,5V_{\text{н}}$, где $V_{\text{ср}}$ — средняя скорость потока, $V_{\text{н}}$ — неразрывающая скорость для частиц наносов данной крупности.

Общий сток наносов W складывается из совокупности стока взвешенных W_R и влекомых W_G наносов:

$$W = W_R + W_G. \quad (4.31)$$

Граница между наносами бассейнового и руслового происхождения, как и между взвешенными и влекомыми, достаточно неопределенна или даже условна. Можно говорить только о преобладании тех или других в зависимости от рельефа речного бассейна, литологии и устойчивости к размыву горных пород и отложений, с которыми взаимодействуют склоновые и русловые потоки и которые слагают территорию водосборного бассейна, склоны и речные долины, характера растительности (главным образом залесенности) и степени хозяйственной (антропогенной) освоенности. Форма транспорта наносов (взвешенная или влекомая) определяется гидравлическими характеристиками потоков и испытывает постоянные пространственно-временные изменения: наносы одной и той же крупности в разные фазы водного режима могут быть взвешенными или влекомыми; они также переходят из одной формы в другую в стрежневой и периферических частях русла, при смещении динамической оси потока и т.д. Наиболее обоснованную методику определения долей бассейновой и русловой составляющих стока наносов предложили А.П. Дедков и В.И. Мозжерин [1984], основываясь на признании того факта, что русловой генезис имеет большая часть влекомых, а бассейновый — взвешенных наносов.

Расходы воды и наносов связаны степенной зависимостью

$$W_{R+G} = f(Q^m), \quad (4.32)$$

где $m > 1$ или $m = 2-3$ [Маккавеев, 1955].

В соответствии с этим русловые деформации затухают в меженный период и, наоборот, существенно активизируются в паводки и половодья, поскольку в это время возрастает перемещение наносов. Многие закономерности русловых процессов определяются величиной и многолетней и сезонной изменчивостью стока наносов. При этом деформации охватывают в многоводные фазы режима все русло в пойменных бровках и даже в пределах зоны затопления, обуславливая развитие форм как русла, так и руслового рельефа; в межень они ограничиваются границами меженного русла, сосредоточиваясь в основном на перекатах, где происходит размыв или аккумуляция наносов. В целом влияние стока наносов на русловые процессы определяется: 1) соотношением его величины и транспортирующей способности потока; 2) долей влекомых наносов в общем стоке речных наносов; 3) преобладанием влекомой или взвешенной составляющих стока наносов.

В направлении с севера на юг (в глобальных масштабах) наблюдается общее увеличение стока взвешенных наносов. На этом фоне происходит снижение доли стока влекомых наносов — от нескольких десятков процентов на севере до долей процента на юге. Преобладание в составе руслообразующих наносов взвешенной составляющей обуславливает высокие темпы русловых деформаций и неустойчивость речных русел: соответствующие показатели имеют здесь наименьшие значения (например, число Лохтина $L \leq 1-0,5$). Во внутриконтинентальных областях выявляются соответствующие закономерности по длине рек, но направление изменений соотношения составляющих стока наносов, показателей устойчивости и темпов деформаций зависит от течения рек — с юга на север или с севера на юг (например, на Оби и Волге).

Соотношение взвешенной и влекомой составляющей в стоке наносов определяет в той или иной мере в конкретных природных условиях развитие русел рек разных морфодинамических типов и интенсивность их переформирований [Бабинский и др., 2005; Чалов, 2008]. На реках первого — второго порядков при общем малом стоке рек преобладают прямолинейные неразветвленные русла, отличающиеся относительной устойчивостью. Малые и средние реки, которые в основном меандрируют, характеризуются при преобладании влекомых наносов сегментными, омеговидными или прорванными излучинами, при преобладании взвешенных наносов — синусоидальными.

В определенной мере преобладание взвешенных или влекомых наносов в общем их стоке зависит от условий формирования самих наносов. Наносы, имеющие русловой генезис, являются следствием размыва дна и берегов рек при условии превышения фактическими скоростями течения V_{ϕ} неразмывающих скоростей для слагающих их грунтов (отложений), т.е. при $V_{\phi} > V_n$ (рис. 4.56). Одновременно наносы поступают в реки с площади водосборов и из овражно-балочной сети, т.е. имеют бассейновый генезис. При этом бассейновые наносы в основном образуют сток взвешенных наносов. Наносы руслового происхождения формируют сток влекомых наносов, хотя возможно их поступление во взвесь, если размываются тонкодисперсные отложения пойменной фации аллювия, фации заводей и др. Вместе с тем выносы из оврагов, осыпи и курумы на горных склонах, селевые потоки являются источником влекомого материала в реках.

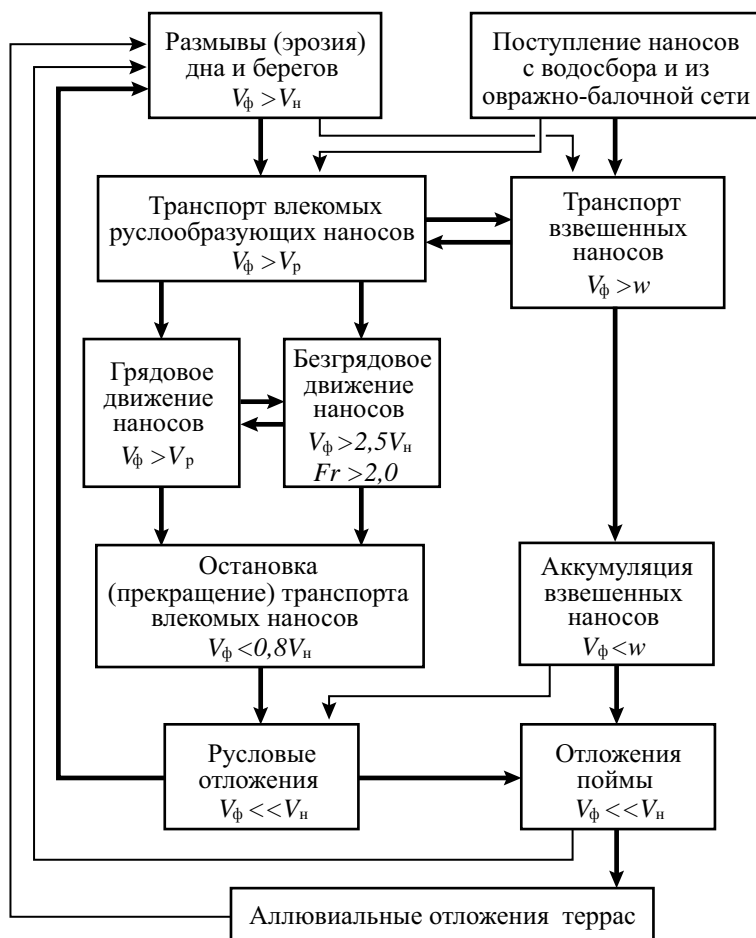


Рис. 4.56. Схема взаимоотношений эрозии (размывов) русла, форм транспорта и аккумуляции наносов в русловых потоках (толщина стрелок определяет ведущую или второстепенную роль в массопереносе): V_ϕ — средняя фактическая скорость потока; V_n — неразмывающая скорость; V_p — размывающая скорость; w — гидравлическая крупность наносов; Fr — число Фруда

Влекомые наносы и часть взвешенных представляют собой руслообразующие наносы, которые входят в состав донных отложений. Доля взвешенных наносов в составе руслообразующих, как и соотношение стока взвешенных W_R и стока влекомых W_G наносов в общем их стоке, колеблется в широких пределах и определяется географическими закономерностями формирования стока наносов в целом, условиями реализации транспортирующей способности $W_{тр}$ и пространственно-временными изменениями гидравлических характеристик потока (от стрежневой к периферийной части русла, в многоводную и маловодную фазы режима и т.д.). Она больше при малой крупности наносов (песчано-илистые), что совпадает с увеличением общего стока наносов W_{R+G} , возрастающего в Евразии в целом с севера на юг и достигающего максимума на реках юго-восточной Азии. Зависимость от конкретных условий формирования наносов проявляется в повышенных значениях стока влекомых наносов на реках, протекающих по песчаным низменностям,

тогда как реки соседних районов, имеющие такой же размер (порядок), но расчленяющие возвышенности с почвами на покровных лессовидных суглинках, характеризуются значениями, в 2,5–4 раза меньшими.

Источником наносов южных рек являются сложенные лессами или лессовидными толщами и корами выветривания плато. Благодаря этому здесь в стоке наносов преобладают наносы бассейнового происхождения и абсолютно доминирует взвешенная составляющая, которая обеспечивает предельную нагрузку потока наносами ($W_{\text{тр}} \approx W_{R+G}$). Изменение $W_{\text{тр}}$ и гидравлических характеристик потока вследствие внутригодовой неравномерности стока при снижении водности реки обеспечивает переход взвешенных наносов в категорию влекомых. Поскольку при этом $V_{\text{ф}} \gg V_{\text{н}}$ их движение происходит без образования гряд, они накапливаются в руслах рек, образуя сплошные мелководья, перестают смещаться в межень, переходя в категорию русловых отложений, в значительной своей части обсыхая и превращая русла в вытянутые вдоль рек илисто-мелкопесчаные поля, среди которых поток или образует извилины (скопления наносов — аналоги побочней), или разбивается на сеть протоков (скопления наносов — аналоги осередков). Взмучивание их в следующую многоводную фазу обуславливает блуждание русел, которые по интенсивности деформации относятся к абсолютно неустойчивым (Хуанхэ, Амударья) [Чалов и др., 2000]. Это, в свою очередь, обуславливает сохранение руслом прямолинейной формы, так как многочисленные обсыхающие в межень скопления наносов (аналоги побочней и осередков) не успевают закрепиться растительностью и превратиться в пойму. Условие $W_{\text{тр}} < W_{R+G}$ — причина направленной аккумуляции наносов в русле, т.е. их консервации в виде русловых отложений, приводящая к систематическому повышению отметок дна.

При большей крупности поступающих в русла рек наносов (песчаные, песчано-галечные), снижении бассейновой составляющей стока наносов и увеличении доли стока влекомых наносов возникает иерархия грядовых форм руслового рельефа. Ее структура трансформируется в зависимости от водоносности реки при смене фаз гидрологического режима и от положения в русле (стрежневой или периферийной зон). В половодье (паводки) перемещаются гряды всех генераций от макро- до ультрамикроформ руслового рельефа практически по всей ширине русла в пойменных бровках; в межень, когда обсыхают (выходят из-под уровня воды) повышенные или неразмывшиеся при спаде уровней части макро- и мезоформ (побочней, осередков), гряды, в основном, микро- и отчасти мезоформы, перемещаются только между ними, причем ширина полосы транспорта наносов в виде гряд в межень до 2–3 раз меньше таковой при максимальных расходах воды.

С точки зрения русловых процессов и стока наносов как их фактора наиболее важны выделение руслообразующих и транзитных наносов и оценка соотношения между стоком наносов и его транспортирующей способностью, т.е. предельным количеством наносов, которое может перемещать поток при данных гидравлических характеристиках:

$$W_{\text{тр}} \approx W_{R+G} \quad (4.33)$$

Это соотношение также испытывает пространственно-временные изменения, определяя направленность и темпы русловых деформаций в различных частях русла, по длине реки, в разные фазы водного режима, при многолетних и вековых колебаниях водности. Прежде всего оно определяет направленность вертикальных русловых деформаций — врезания или аккумуляции наносов, приводящих к повышению или понижению отметок дна: общих — по продольному профилю

реки, местных — в пределах морфологических однородных участков, перекаатов и их сопряженных групп. В первом случае при $W_{R+G} < W_{тр}$ происходит врезание реки (обычно доли миллиметров, реже до нескольких сантиметров в год), проявляющееся в понижении отметок продольного профиля на всем протяжении или значительной части ее длины в течение многолетних, вековых и геологических отрезков времени, оно отражает общее увеличение водности реки, сокращение поступления в нее продуктов эрозии с площади водосбора или тектоническое воздымание территории суши, по которой она протекает. В исторических или геологических отрезках времени это приводит к формированию ступенчатых пойм, их превращению в надпойменные террасы. Возведение прудов и водохранилищ, перехватывающих сток наносов, приводит к аналогичным результатам. Дефицит наносов создается при разработке русловых карьеров стройматериалов, аккумулирующих наносы, поступающие с вышележащих участков, поэтому ниже карьеров, как и в нижних бьефах гидроузлов, происходит размыв русла.

При $W_{R+G} > W_{тр}$ наносы аккумулируются, вызывая повышение отметок продольного профиля, отражая понижение водности реки или избыточное поступление наносов с территории водосбора (например, вследствие ускоренной эрозии почв), являясь в низовьях и устьевых областях рек следствием тектонического опускания территории или подпоров от расположенных ниже по течению поднятий, устьевого удлинения реки и т.д. При незначительности превышения W_{R+G} над $W_{тр}$ темпы направленной аккумуляции наносов малы и компенсируются накоплениями наносов на пойме. В результате здесь нет обвалованных пойм, но возникают наложенные (при периодической смене врезания аккумуляцией) или одноярусные (при направленной аккумуляции наносов) поймы. При $W_{R+G} \gg W_{тр}$ формируются русла, возвышающиеся над прилегающей местностью иногда на несколько метров (нижние течения и устьевые области Хуанхэ, Янцзы, Терека, Амуары, отчасти Амура, Или). Одним из проявлений направленной аккумуляции наносов служат заиление и деградация малых рек лесостепной и степной зон как следствие распашки земель и активизации эрозии почв (сюда добавляется биогенное почвенно-эрозионное загрязнение вод, в том числе в связи с внесением в почвы химических удобрений), занесение их наносами в лесной зоне на участках, прилегающих к сплошным вырубкам лесов.

Во втором случае речь идет о местных изменениях потерь энергии потока при спрямлении излучин, развитии более прямых рукавов или, наоборот, при их удлинении, возникновении местного дефицита наносов вследствие их аккумуляции, например, на вышерасположенном перекаате, в русловом карьере или их избытка при поступлении в поток дополнительного количества продуктов размыва берегов, выносов из притоков или оврагов. С этими явлениями связан также сезонный режим изменений глубин на перекатах: если верхний из группы смежных в половодье мелеет, т.е. на нем происходит аккумуляция наносов, то следующий ниже по течению размывается; на спаде половодья и в межень верхний перекаат размывается, и продукты размыва аккумулируются на нижнем перекаате.

В ходе русловых деформаций река иногда начинает размывать массив, сложенный рыхлыми песчаными отложениями и представляющий собой местный мощный источник поступления наносов: таковы Толоконная гора на Северной Двине, Белая гора на Зее, тулуконы на Вилуе, Кыллахский разбой и Песчаная гора на Лене, а также вогнутые берега свободных излучин. На Северной Двине Толоконная гора стала размываться в конце XIX в., ранее она была отгорожена от реки поймой. Поступление в поток вследствие этого большого количества наносов (фронт раз-

мыва — несколько километров, высота «горы» — около 30 м, глубина плесовой лощины вдоль него — до 20 м, скорость размыва — 15–20 м/год) привело к образованию ниже по течению сложного мелководного перекаточного участка, чему способствовали подпор потока половодья от сужения поймы (от 15–20 до 1,5–2 км), смена широкопойменного русла врезанным и пересечение пойменного и руслового потоков во время половодья. В результате здесь в конце XIX — первой половине XX в. сформировался участок с параллельно-рукавными разветвлениями.

Аналогичное явление возникает в нижних бьефах гидроузлов: продукты размыва на приплотинном участке ниже по течению создают зону аккумуляции наносов. Реализация $W_{\text{тр}}$ при дефиците наносов осуществляется прежде всего за счет размыва дна и понижения его отметок. Это связано, во-первых, с характером применения сил потока воды, направленных на отрыв частиц от дна, во-вторых, со значительно большим (на несколько порядков величин на больших реках) контактом потока с дном, чем с берегами, и в-третьих, с большей или меньшей защищенностью от размыва берегов прирусловыми отмелями, растительностью, отрывами дернины и т.д. Лишь при $W_{\text{тр}} > W_{R+G}$, но в условиях неразмываемости дна, сложенного скальными или связанными пластичными грунтами, реализация $W_{\text{тр}}$ потока происходит за счет горизонтальных деформации (размыва берегов). Обычно это приводит к расширению русла и формированию его наиболее сложных морфодинамических разновидностей.

Транспортирующая способность потока обычно рассчитывается для взвешенных наносов. Наиболее распространенной является методика К.И. Россинского и И.А. Кузьмина [1964], рассматривающая мутность потока в состоянии его предельного насыщения как соответствующую транспортирующей способности потока. Она определяется по верхней огибающей зависимости

$$s_{\text{тр}} = k \frac{V^3}{hw}, \quad (4.34)$$

где V — скорость потока; h — его глубина; w — гидравлическая крупность частиц наносов; k — коэффициент.

Такой подход вполне приемлем (и он характерен для всех других методов определения $W_{\text{тр}}$), поскольку расходы взвешенных и влекомых наносов коррелятивно связаны между собой, и полностью справедлив при абсолютном преобладании в стоке наносов его взвешенной составляющей. Диапазон соотношения взвешенных и влекомых наносов в общем их стоке достаточно велик вплоть до абсолютного преобладания тех или других. Реализация $W_{\text{тр}}$ может осуществляться вследствие насыщения потока взвешенными наносами, у которых $w < V^*$, где w — гидравлическая крупность наносов; V^* — вертикальная составляющая скорости. Вместе с тем она достигается также перемещением влекомых наносов — от крупных песков до гальки и валунов (например, на реках севера европейской части России мутность воды в межень составляет от нескольких граммов до нескольких десятков граммов в 1 м^3 , в половодье — несколько десятков г/м^3 , тогда как русло заполнено обширными песчаными побочнями, перекатами, косами, занимающими до 0,5–0,8 ширины меженного русла, смещающимися на сотни метров в многоводные фазы режима и вызывающими постоянные переформирования русла в целом). В этих случаях транспортирующая способность потока, определенная по соответствующей ей мутности, отражает только одну составляющую стока наносов и может использоваться для качественной оценки пространственно-

временных изменений $W_{\text{тр}}$. Поэтому решение проблемы определения $W_{\text{тр}}$ должно заключаться в оценке потерь энергии потока на сдвиг, перемещение и взвешивание наносов, что будет соответствовать интегральной оценке транспортирующей способности потока как предельно возможного годового стока наносов в условиях внутригодовой изменчивости водности и гидравлических характеристик потока.

Таким образом, в общем случае сток наносов W влияет на русловые процессы через изменение соотношения между W и транспортирующей способностью потока $W_{\text{тр}}$, т.е. максимальным количеством наносов, которое может переносить поток при данных гидравлических характеристиках. При $W_{\text{тр}} = \text{const}$ увеличение стока речных наносов сопровождается их аккумуляцией ($W > W_{\text{тр}}$), ростом объема речных отложений, а уменьшение ($W < W_{\text{тр}}$) — размывом дна и берегов рек, уменьшением объема отложений. Это является причиной вертикальных (размыв — аккумуляция, понижение — повышение отметок дна) и горизонтальных (размыв берегов в зонах местного роста $W_{\text{тр}}$, образование прирусловых отмелей при местном снижении $W_{\text{тр}}$) русловых деформаций. Интенсивность этих процессов зависит от абсолютной величины стока наносов. При этом реализация транспортирующей способности потока за счет взвешенных наносов обуславливает их очень большой сток, очень высокие темпы аккумуляции наносов и повышенную интенсивность горизонтальных русловых деформаций. При относительно малом стоке взвешенных и большом стоке влекомых наносов темпы направленной аккумуляции существенно меньше (доли миллиметра в низовьях северных рек), преобладает врезание рек, русла более устойчивы.

При существующем состоянии вопрос оценки соотношения $W_{\text{тр}} \sim W_{R+G}$ сводится к определению баланса стока наносов по длине реки. Для бесприточного участка

$$W_1 - W_2 = \Delta W, \quad (4.35)$$

где W_1 — объем наносов, поступивших на участок реки через верховой створ; W_2 — объем вынесенных наносов с участка через низовой створ.

Тогда

$$\Delta W \cong \left(W_{\text{эр}} + \sum_{i=1}^n W_{\text{эри}} + W_{\text{ден}} \right) - W_{\text{ак}}, \quad (4.36)$$

где $W_{\text{эр}}$ и $W_{\text{ак}}$ — объемы наносов, поступившие в поток вследствие размыва русла или отложившиеся в нем вследствие аккумуляции; $W_{\text{эри}}$ — объем наносов, поступивших в реку из притоков; n — количество притоков; $W_{\text{ден}}$ — объем наносов, поступивших из оврагов, в результате осыпных и других денудационных процессов [Алексеевский, 1998].

В зависимости от того, врезается река или аккумулирует наносы, их сток либо возрастет, либо уменьшится. Однако в этом случае реальная картина может быть сложнее, так как увеличение водности реки ниже впадения притоков сопровождается более заметной транспортирующей способностью потока (см. (4.34)).

Сложность соотношений между русловыми процессами и стоком наносов обусловлена их перемещением во взвешенной и влекомой формах, постоянными переходами из одной в другую при изменении гидравлических характеристик потока от многоводной к маловодной фазе режима, по длине и ширине русла, в зависимости от водоносности рукавов, при чередовании зон замедления и ускорения течения на излучинах, в расширениях и сужениях русла, при возникновении зон

подпора и спада, рассредоточении стока в разветвлениях и т.д. Влияние гидравлических характеристик потока на его транспортирующую способность приводит к прерывистости (дискретности) транспорта наносов при одном и том же расходе воды в реке, что принципиально отличает сток наносов от стока воды. В результате возникают перекаты, перекатные участки, аллювиальные гряды разных размеров с одной стороны, плесы, плесовые ложины, понижения рельефа дна между грядами — с другой. При этом на смежных формах баланс наносов оказывается прямо противоположным. Отсюда возникает известная словесная модель сезонного развития системы перекат — плесовая ложина: перекаты намываются в половодье (паводки), размываются в межень (рис. 4.57); плесы в межень аккумулируют наносы — продукты размыва вышележащих перекатов, в половодье происходит вынос из них накопившихся в межень наносов. Вместе с тем при сопряженном развитии смежных перекатов размыв или аккумуляция на них осуществляются в противофазе: если верхний размывается, нижний намывается, и наоборот (рис. 4.58). Также развиваются в целом перекатные и плесовые участки. Спрявление излучины или развитие ранее мелководного рукава сопровождается выносом продуктов размыва из нового русла (рукава) вниз по течению, где происходят рост отмелей, обмеление перекатов, активизация смещения излучин и заполнение наносами одного из рукавов.

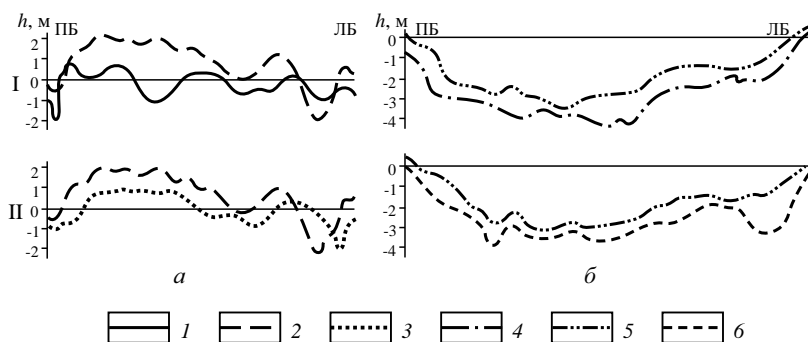


Рис. 4.57. Сезонные изменения отметок дна на Шипуновском (а) и Орско-Борском (б) перекатах р. Оби (совмещенные поперечные профили русла):

I — половодье; II — межень (1 — август 1983 г., срезка 116 см; 2 — июнь 1984 г., срезка 303 см; 3 — сентябрь 1984 г., срезка 68 см; 4 — май 1988 г., срезка 201 см; 5 — июль 1988 г., срезка 303 см; 6 — сентябрь 1988 г.) [Русловые процессы..., 2001]

Сам сток наносов и его величина определяют развитие форм руслового рельефа и трансформацию прямолинейного русла в извилистое или разветвленное. При этом образование первичного изгиба русла, в том числе при огибании потоком элементарного острова, создает условия для местного увеличения транспортирующей способности потока, несмотря на его удлинение (и увеличение потерь энергии) и рассредоточение стока воды по рукавам. Это связано с особенностями скоростного поля потока на излучине русла или при огибании им острова в русловом разветвлении. На излучине вследствие неравномерности поля скорости происходит увеличение кинетической энергии потока и его мощности в реальных условиях от 50 до 80%. В разветвленном русле по течению из-за образования изгибов потока в рукавах с присущими им неравномерными по ши-

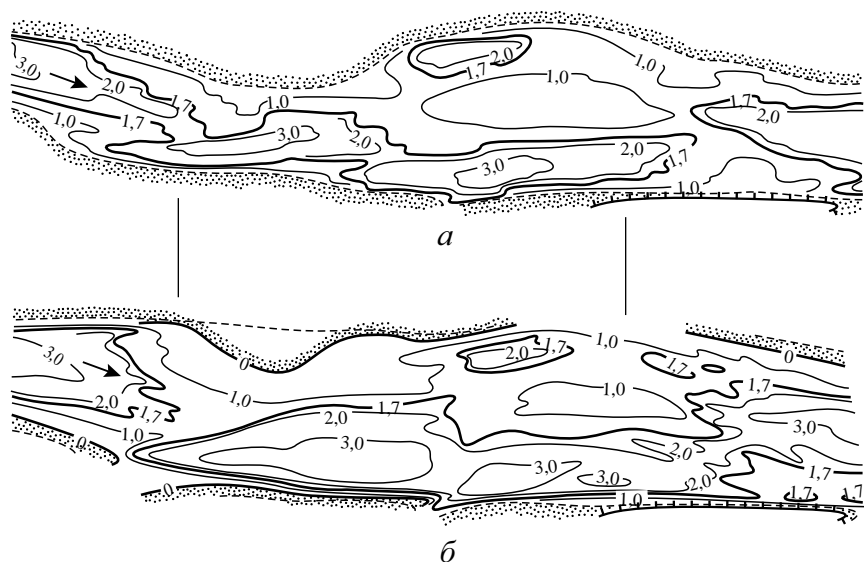


Рис. 4.58. Многолетние изменения отметок дна на смежных Слудских перекатах Северной Двины:

a — размыв верхнего переката — обмеление нижнего переката (по состоянию на август 1997 г.);
б — обмеление верхнего переката — размыв нижнего переката (по состоянию на август 1998 г.)

рине полями скорости $W_{тр}$ растёт (рис. 4.59), увеличиваясь в межень по сравнению с прямолинейным руслом выше узла разветвления в несколько раз [Алексеевский, С. Чалов, 2009]. Сами же перекаты, формирующиеся в узле разветвления или на перегибах между смежными излучинами, являются причиной местного увеличения уклона, что в свою очередь также обуславливает рост $W_{тр}$. Поэтому формы русла (излучины, разветвления) не являются следствием направленной аккумуляции наносов или врезания реки, а отражают другие процессы, происходящие в речном русле и связанные с особенностями транспорта наносов в виде гряд, скоростями потока (скоростным полем и циркуляционными течениями), его шириной, степенью распластанности (образованием нескольких динамических осей) и т.д. Более того, именно формы русла (излучины, разветвления) и формы руслового рельефа (перекаты, побочни, осередки), будучи производными перемещения потоком наносов, становятся своего рода регуляторами их стока. Очевидно, что местные увеличения кинетической энергии и мощности потока, интегрируясь по длине реки, создают условия для переноса рекой большего количества твердого материала, чем при отсутствии русловых форм. В относительно прямолинейном, неразветвленном русле это компенсируется либо образованием перекатов с шахматным расположением побочней и связанных с ними извилин динамической оси потока, либо (при односторонней пойме) возникновением в потоке своеобразной структуры циркуляционных течений, обеспечивающих поперечный перенос наносов и их дефицит возле коренного, незатопляемого в многоводную фазу режима, берега.

В совокупности величины стока наносов, его взвешенной и влекомой составляющих, их соотношений и реализация транспортирующей способности потока определяют сложность форм русел, их устойчивость, интенсивность русловых де-

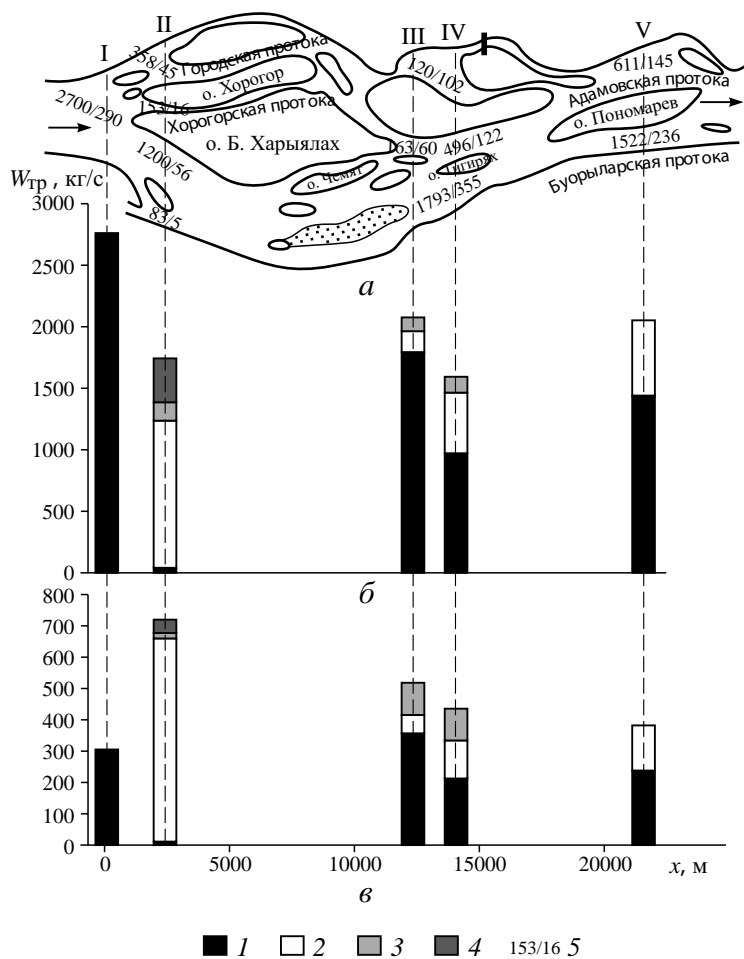


Рис. 4.59. Изменения транспортирующей способности потока в Якутском разветвлении р. Лены в разные фазы водного режима:

а — план русла; диаграммы $W_{тр}$ по створам I–V; *б* — в половодье; *в* — в межень; 1–4 — в рукавах от левого берега; 5 — значения $W_{тр}$ в половодье (числитель) и в межень (знаменатель) [Алексеевский, С. Чалов, 2009]

формаций, степень мелководности русла и т.д. С одной стороны, последние являются функцией стока наносов, т.е. интегральной характеристикой сложности морфологии русла и интенсивности русловых деформаций $\psi = f(W)$: чем он больше при $W > W_{тр}$, тем при прочих равных условиях русло морфологически сложнее, менее устойчиво, мелководно и отличается более интенсивными переформированиями. С другой стороны, эти характеристики возрастают при увеличении стока влекомых наносов лишь до определенных пределов, и максимум их достигается, когда транспортирующая способность потока $W_{тр}$ реализуется практически за счет стока взвешенных наносов $W_{тр} \approx W_R$ (рис. 4.60).

Главную роль в русловых процессах играет сток руслообразующих наносов, включающий в себя все влекомые наносы и большую или меньшую часть взвешенных, которые переходят в разряд влекомых или донных отложений там, где

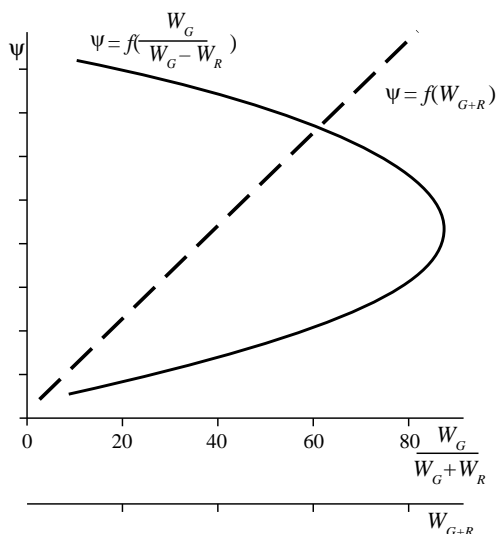


Рис. 4.60. Связь интегрального показателя морфологии русла и интенсивности его переформирования ψ от величины суммарного стока наносов W_{R+G} и доли стока влекомых наносов в нем

снижаются скорость потока и соответственно его транспортирующая способность. Поэтому при прочих равных условиях реки с малым стоком влекомых наносов имеют прямолинейное неразветвленное русло (таковы реки, берущие начало из болот или озер, протекающие среди прочных, трудно- или практически неразмываемых горных пород), и лишь вниз по течению по мере поступления твердого материала с площади водосбора, из притоков и оврагов, от размыва берегов оно трансформируется в извилистое, а на больших реках — в разветвленное. То же происходит в сужениях дна долины и русла, где при сохранении того же стока наносов $W_{тр}$ возрастает благодаря стеснению потока и влекомые наносы переходят в категорию взвешенных. Вместе с тем преобладание в стоке наносов взвешенной составляющей при его общей большой величине и условии $W_R > W_{тр}$ обуславливает быстрое разрушение зарождающихся излучин (на стадии извилин динамической оси потока) и заполнение наносами формирующихся рукавов. Вследствие этого на таких реках доминируют прямолинейные неразветвленные русла (Хуанхэ, Амударья, Терек), отличающиеся от развивающихся в других условиях очень интенсивными деформациями на уровне перекаатов и других форм руслового рельефа. Такие русла обычно относятся к типу неустойчивых, а по терминологии китайских специалистов — блуждающих.

Расчеты показали, что на большинстве рек с песчаным или песчано-галечным аллювием в межень и среднее половодье расход влекомых наносов превышает расход взвешенной составляющей руслообразующих наносов (расчеты стока влекомых наносов выполнены по методике Н.И. Алексеевского [1998], руслообразующих наносов — по методике, описанной А.М. Алабяном [1992а], Л.Н. Никитиной и Л.А. Турыкиным [2003]). В половодье расход взвешенных руслообразующих наносов растет сильнее, чем влекомых, и начинает преобладать на пике высокого половодья, что наблюдается не каждый год. В результате доля стока влекомых наносов в общем стоке руслообразующих наносов (РОН) на этих реках изменяется от 58 до 94%, составляя в среднем 75% (табл. 4.16).

Сток наносов на некоторых равнинных реках

Река, пост	Средний диаметр РОН, мм	Средний много- голетний расход воды, м ³ /с	Средний много- голетний сток взвешен- ных наносов W _г , тыс.т./год	Средний многолетний сток РОН, тыс. т/год			Соотношение стока на- носов, %	
				велокомах W _г	взвешенных W _{РОН}	общий W _{РОН}	W _г /W _{РОН}	W _{РОН} /W _г
Днестр, г. Бендеры	0,35	320	1164	211	94	305	69	26
Чулым, п. Красный Завод	0,49	185	590	82	30	112	73	19
Ока, г. Калуга	0,79	360	719	260	16	276	94	38
Вычегда, д. Федяково	0,65	1000	2890	569	94	663	85	23
Белая, г. Уфа	0,56	800	2172	468	141	609	77	28
Десна, г. Чернигов	0,4	325	752	126	35	161	78	21
Амур, с. Помпеевка	0,1	8460	25 283	6564	3783	10 347	63	41
Неман, п. Смали- нинкай	0,7	540	1320	498	79	577	86	44
Северский Донец, г. Лисичанск	0,09	106	113	17	8	29	58	26
Васюган, п. Средний Васюган	0,3	163	216	37	22	59	63	27

Соотношение влекомой и взвешенной составляющих стока руслообразующих наносов зависит от их гранулометрического состава (рис. 4.61):

$$\frac{W_G}{W_{\text{РОН}}} = 46,1d_{\text{cp}} + 54,2, \quad (4.37)$$

где $W_G/W_{\text{РОН}}$ — доля влекомых наносов в общем стоке руслообразующих наносов, %; d_{cp} — средний диаметр руслообразующих наносов, мм.

Данная закономерность имеет вполне очевидное объяснение: от размера (массы) частицы зависит способ ее переноса потоком — чем она крупнее (тяжелее), тем меньше вероятность ее пребывания во взвешенном состоянии.

Согласно новейшим исследованиям и расчетам [Чалов и др., 2000] соотношение стока влекомых и взвешенных наносов в общем их стоке на разных реках изменяется в широком диапазоне, составляя 0,1–0,3% на р. Хуанхе, 3–7% на р. Янцзы, 5–17% на р. Оби, 17–54% на р. Северной Двине, 60–77% на р. Лене и т.д. В приведенных примерах сток влекомых наносов колеблется от 14 до 38% от стока взвешенных наносов, а руслообразующих наносов (взвешенных и влекомых) — от 19 до 44%.

Известно, что на отдельно взятой реке расходы наносов связаны с расходами воды, причем устойчивость этой связи зависит от степени осреднения расходов во времени [Шамов, 1959]. Наиболее сложна форма данной зависимости для средних декадных и ежедневных расходов, проявляющаяся в нескольких линиях связи для отдельных фаз половодий или паводков. Для среднегодового стока наносов выявляется его достаточно устойчивая связь со среднегодовым расходом воды (рис. 4.62). Зависимости стока взвешенных, руслообразующих и влекомых наносов от среднемноголетнего расхода воды аппроксимируются выражениями:

$$\begin{aligned} W_R &= 0,83Q^{1,17}; \\ W_{\text{РОН}} &= 0,12Q^{1,28}; \\ W_G &= 0,08Q^{1,29}. \end{aligned} \quad (4.38)$$

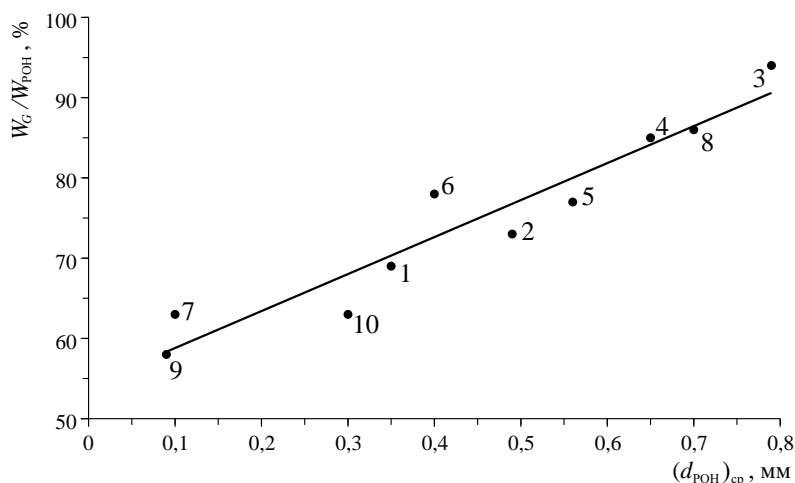


Рис. 4.61. Зависимость доли влекомых наносов в общем стоке руслообразующих наносов от их среднего диаметра (реки: 1 — Днестр; 2 — Чулым; 3 — Ока; 4 — Вытегда; 5 — Белая; 6 — Десна; 7 — Амур; 8 — Неман; 9 — Северский Донец; 10 — Васюган)

Для оценки влияния стока влекомых наносов на морфологию и динамику речных русел предложено использовать его среднегодовую удельную величину s_G (кг/м³) — отношение среднегодового расхода влекомых наносов G к такому же расходу воды Q , т.е. $s_G = G/Q$ [Резников, 2006]. На реках бассейнов Северной Двины, Волги, Оби, Лены и Яны между s_G и показателем устойчивости русла L установлена обратная зависимость (рис. 4.63, а). Увеличение устойчивости русла соответствует снижению подвижности руслообразующих наносов, уменьшению расхода влекомых наносов и их среднегодовой концентрации s_G . В то же время, чем больше s_G , тем шире русло и распластанность потока, т.е. величина параметра Глушкова

$$\Gamma = \frac{b_p^{0.5}}{h},$$

отражающая форму его поперечного сечения, прямо пропорциональна

удельной концентрации влекомых наносов в потоке (рис. 4.63, б). На меандрирующих реках увеличение s_G сопровождается возрастанием доли развитых излучин (степень развитости $l/L = 1,4-1,7$) при одновременном снижении доли пологих ($l/L < 1,4$), что свидетельствует о быстрой трансформации по мере увеличения стока влекомых наносов пологих излучин в развитые. Однако доля крутых и излучин более сложной формы ($l/L > 1,7$) не зависит от s_G , поскольку в их формировании большее значение приобретают гидравлические факторы [Резников, 2006].

Среднегодовая концентрация влекомых наносов $s_{вл} = G/Q$ наряду с мощностью потока во время половодья ($N_{пол} = Q_{ср.макс} I_d$, где $Q_{ср.макс}$ — средний максимальный расход воды; I_d — уклон дна долины) определяет область существования русел рек разного морфодинамического типа. Так, для рек бассейна Северной Двины [Резников, Чалов, 2005] точки, соответствующие прямолинейным неразветвленным руслам и пологим сегментным излучинам, находятся в левой нижней

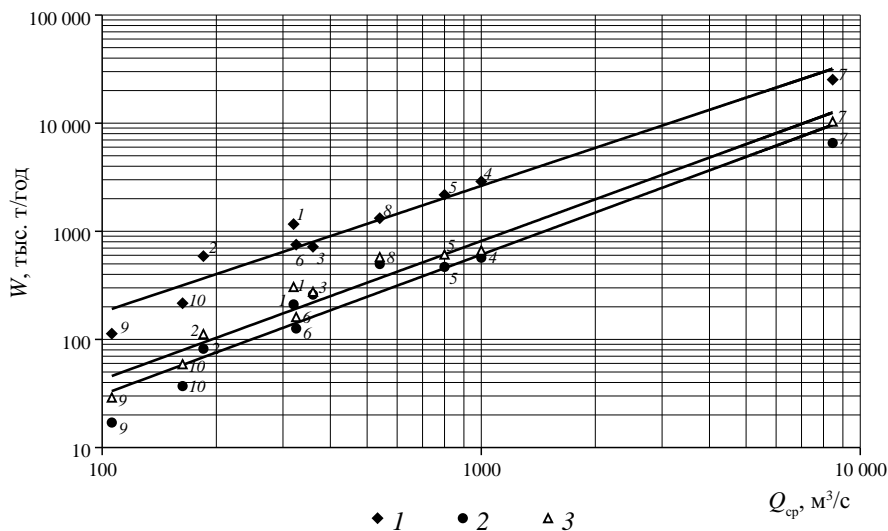


Рис. 4.62. Зависимость стока взвешенных W_r (1), влекомых W_G (2), руслообразующих — влекомых и взвешенных $W_{роп}$ (3) наносов от среднего многолетнего расхода воды (Q) на равнинных реках:

1 — Днестр; 2 — Чулым; 3 — Ока; 4 — Вычегда; 5 — Белая; 6 — Десна; 7 — Амур; 8 — Неман; 9 — Северский Донец; 10 — Васюган

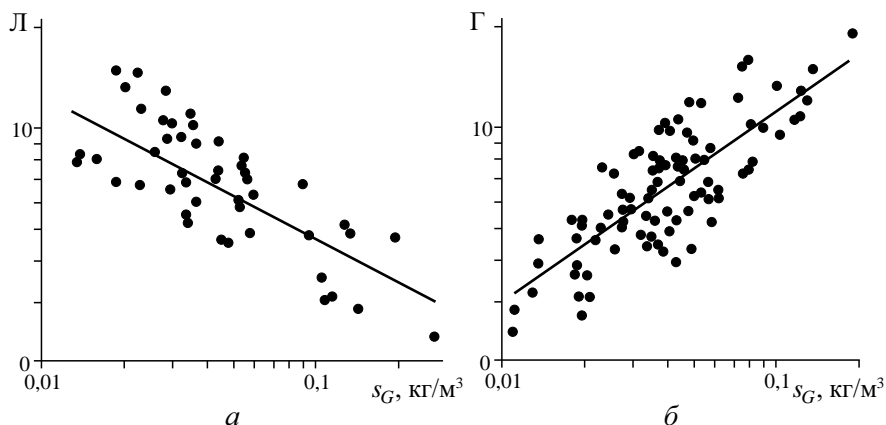


Рис. 4.63. Зависимость числа Лохтина Л (а) и морфометрического параметра Глушкова Г (б) от удельной величины стока влекомых наносов s_G [Резников, 2006]

части графика $G/b_p \sim QI$, т.е. эти типы русел формируются при меньшей мощности потока и стоке влекомых наносов (рис. 4.64). Вместе с тем формирование разветвлений русел или развитых излучин определяется прежде всего мощностью потока. К первым тяготеют также прорванные излучины, которые образуются при спрямлении развитых или крутых сегментных излучин и последующем одновременном функционировании изогнутого староречья и нового более прямого рукава. Сложные разновидности разветвлений формируются при больших мощности потока и стоке наносов.

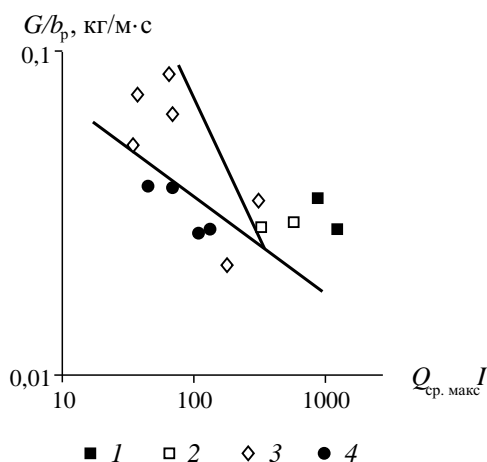


Рис. 4.64. Распределение морфодинамических типов русел на реках бассейна Северной Двины в поле диаграммы мощность потока QI — удельный расход влекомых наносов s_G (разветвления: 1 — сложные, 2 — одиночные; излучины: 3 — петлеобразные, сегментные крутые и прорванные; 4 — прямолинейное неразветвленное русло (по [Резников, Чалов, 2005], с изменениями и дополнениями))

4.6. ПОЙМЫ, ИХ ФОРМИРОВАНИЕ И ВЛИЯНИЕ НА РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Речные поймы являются неотъемлемой частью эрозионно-русловых систем; в структуре ЭРС они вместе с речными руслами составляют завершающее звено, интегрируя процессы, происходящие на водосборах. По определению Р.С. Чалова [1970], поймы представляют собой часть дна речных долин, покрытую растительностью, затопляемую во время половодий и обремененную своим происхождением эрозионно-аккумулятивной деятельностью речного потока. Они образуются вследствие горизонтальных русловых деформаций и формирования крупных грядовых форм руслового рельефа, создающих прирусловые отмели. Общая для всех пойм схема образования заключается в закреплении наиболее высоких (пригребневых) обсыхающих в межень частей побочней, осередков, кос растительностью, особенно в маловодные годы с низкими половодьями. В гумидных условиях умеренного пояса основными пионерными видами растительности являются ивы, обладающие длинной корневой системой, скрепляющей подвижные песчаные отмели, и рыхлокустовые злаки. В последующие высокие половодья растительность увеличивает шероховатость подстилающей поверхности, тормозит поток и препятствует смещению гряд. В результате переносимые потоком взвешенные песчаные и илистые наносы аккумулируются, образуя на поверхности отмелей слой наилка, мощность которого в зависимости от глубины, скорости и мутности потока колеблется от нескольких миллиметров (долей миллиметра) до 10–20 см и более. Поверхность зарастающих аккумулятивных форм руслового рельефа образует первичный пойменный рельеф — гривы, ложбины, гряды, понижения, старицы.

Процесс образования поймы одинаков на всех реках с переменным уровнем воды, но морфология, строение, ландшафты, эволюция пойм существенно различаются в зависимости от геолого-геоморфологических условий речных долин, размеров, водоносности, гидрологического режима рек и морфодинамики русел. В полном объеме поймообразующие процессы проявляются на реках, протекающих в условиях свободного развития русловых деформаций. Речные берега (пойменные, террасовые или коренные, сложенные рыхлым материалом — супесью, песком, галькой, мелким валунистом) легко поддаются размыву, в результате чего русло свободно мигрирует по днищу долины, размывая одни берега и аккумулируя наносы в виде прирусловых отмелей у противоположных берегов или в середине реки (осередки). Пойма образуется при зарастании прирусловых отмелей, а ее первичный рельеф (формы, размеры, ориентировка, взаимное расположение) определяется морфодинамическим типом русла и особенностями горизонтальных русловых деформаций.

Многообразие проявлений русловых процессов определяет значительное число разновидностей типов пойм, отличающихся по рельефу, конфигурации, размеру, взаимному расположению его форм, другим морфометрическим характеристикам. С 1930-х гг. создано много классификаций пойм [Еленевский, 1936; Попов, 1968; Чалов, 1979; Петров, 1979; Чалов, Чернов, 1985; Чернов, 1983, 2009], большинство из которых имеет геоморфологический характер: в их основе лежит рельеф пойм, обусловленный различиями проявлениями русловых процессов.

На меандрирующих реках основу поймы составляют побочни, формирующиеся у выпуклых берегов. При зарастании они превращаются в пойменные гривы, а бывшие понижения между надвинувшимися грядами-макроформами и затонские части перекатов, отделявшие побочни от ранее сформировавшейся поймы, — в межгривные ложбины. Несколько побочней, последовательно причленившихся к выпуклому берегу, пригребневые части которых превратились в пойменные

гривы, разделенные понижениями, образуют в конечном итоге шпору излучины (имеющую вид сегмента на ранних стадиях ее развития) с гофрированной поверхностью — ложбинно-гривистым рельефом.

Процесс образования поймы на извилистой реке проиллюстрирован на рис. 4.65, на котором изображена серия излучин нижней Вычегды по съемкам русла 1910, 1953 и 1994 гг. На плане и профилях видно, как по прошествии ряда лет пригребневые части побочней, примыкающих к выпуклым берегам излучин, превращаются в пойменные гривы, а понижения между ними и затонины — в ложбины.

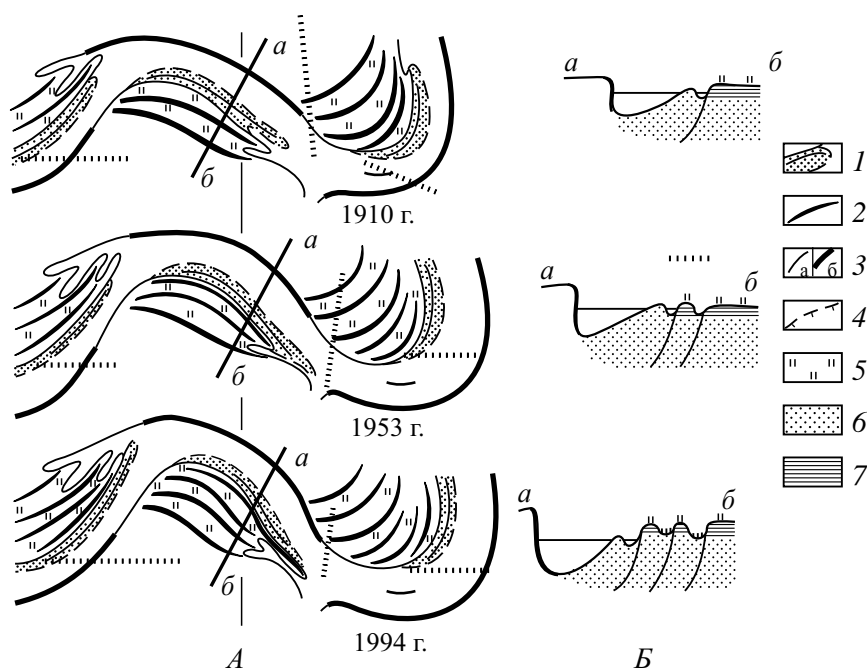


Рис. 4.65. Схема формирования сегментно-гривистой поймы меандрирующей реки (по [Чалов, 1970] с дополнениями [Чернов, 1999]):

А — планы русла нижней Вычегды; Б — поперечные профили через русло и формирующуюся пойму по линии *аа'*; 1 — побочни и их подвалья; 2 — гривы; 3 — берега: *а* — нейтральные и намываемые, *б* — размываемые; 4 — уступы на пойме; 5 — растительность на пойме; 6 — русловая фация аллювия; 7 — пойменная фация аллювия

В условиях свободного развития русловых деформаций образование одной пойменной гривы занимает от 8–10 до нескольких десятков лет, весь цикл развития излучины от ее зарождения до спрямления — сотни или несколько тысяч лет. За весь период существования поймы меандрирующей реки процессы возникновения и развития излучин происходили многократно, поэтому рельеф современной поймы представлен мозаикой из значительного количества возникших в разное время пойменных сегментов. Такая пойма по характеру рельефа называется сегментно-гривистой, а система грив и ложбин на них — веерами блуждания [Шанцер, 1951].

На разветвленных реках элементарные острова, которые образуются при зарастании осередков, размываются с оголовков; на косах в их ухвостьях отлагаются наносы, затем покрываемые растительностью (рис. 4.66). В дальнейшем они

объединяются за счет обмеления и зарастания протоков между ними, превращаясь в крупные островные массивы, в рельефе которых широкие плосковершинные каплевидные гряды (бывшие элементарные острова) чередуются с прямолинейными или изогнутыми понижениями и ложбинами (бывшими протоками и рукавами), или причленяются к берегу, образуя береговые массивы. Такая пойма по своему рельефу является ложбинно-островной. Разновидность ложбинно-островных пойм — проточно-островные поймы; они развиваются на реках, у которых руслоформирующие расходы проходят при затопленной пойме. Некоторые протоки между островами в этом случае полностью не отмирают, а расчленяют пойму на отдельные островные массивы и образуют пойменную многорукавность.

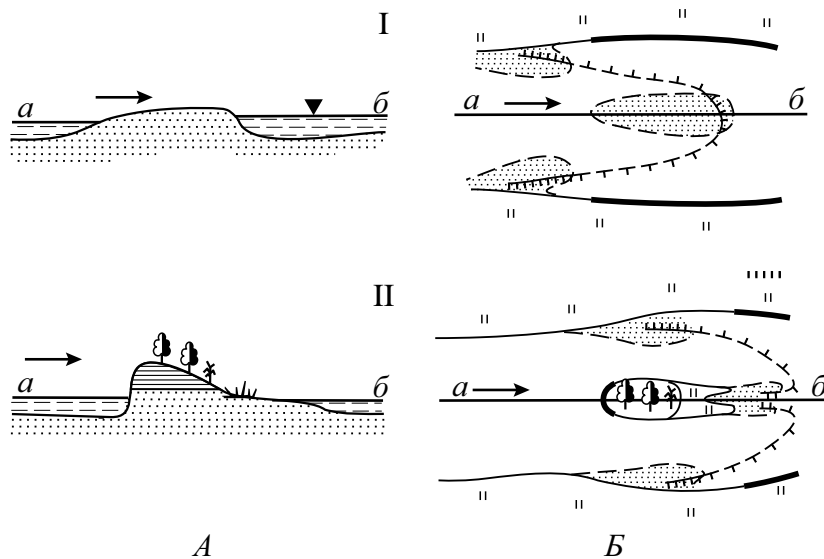


Рис. 4.66. Схема образования пойменного острова — основы ложбинно-островной поймы: А — продольный профиль, Б — план: I, II — стадии формирования пойменных островов (условные обозначения см. в подрисуночной подписи к рис. 4.65)

Существуют морфологические типы пойм, которые несут в своем рельефе черты пойм как меандрирующих, так и разветвленных рек. Наиболее распространенными в этой группе являются сегментно-островные поймы рек с разветвлено-извилистым руслом. Шпоры излучин на таких реках образованы не сегментами пойм с гривистым рельефом, а пойменными островами, часто изогнутыми, располагающимися субпараллельно берегам излучин. Острова разделяются мелкими и узкими протоками, расчленяющими пойменные сегменты. Со временем эти протоки мелеют и зарастают, острова у выпуклых берегов излучин причленяются к ним, наращивая шпоры излучин. В рельефе шпоры сохраняется грядовый рельеф элементарных островов и ложбин между ними (рис. 4.67).

На больших разветвленных реках формируются гривисто-островные поймы. Рукава реки, отдаляясь друг от друга на большие расстояния, могут меандрировать или, в свою очередь, разделяться на рукава и формировать собственную сегментно-гривистую или сегментно-островную пойму; образованные меандрирующими рукавами пойменные сегменты, как правило, более низкие, сохраняют гривистую поверхность, тогда как внутренние части (центральные ядра) крупных пойменных

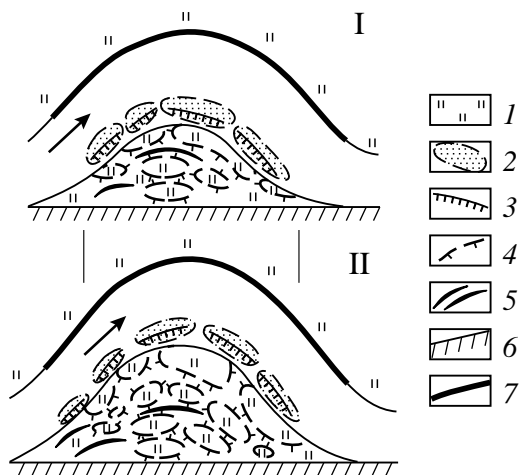


Рис. 4.67. Схема формирования сегментно-островной поймы:

I и II — стадии формирования островных сегментов; 1 — пойма; 2 — побочни перекатов; 3 — подвалья гряд; 4 — уступы на пойме; 5 — пойменные гряды; 6 — коренной берег; 7 — размываемые берега

островов, создавших первичное разветвление основного русла, имеют ложбинно-островной рельеф.

Относительно прямолинейные неразветвленные русла в пойменных берегах встречаются редко, они представляют собой этап в развитии излучин или разветвлений. Поэтому такие прямолинейные участки русла сопровождаются сегментно-гривистой или ложбинно-островной поймой. Если прямолинейное русло проходит вдоль коренного берега, а пойма является односторонней, формируется параллельно-гривистая пойма. Механизм ее образования такой же, как и сегментно-гривистой поймы, но гряды и ложбины формируются вдоль пойменного берега следующими друг за другом побочнями, подвалья которых вытянуты субпараллельно ему.

В руслах малых меандрирующих рек пойма образуется при зарастании плоских и ровных отмелей у выпуклых берегов излучин. Волнисто-гривистый рельеф на таких поймах создают серии вложенных друг в друга прирусловых валов, возникающих в зоне контакта отмели и поймы. Однако чаще поймы малых извилистых рек имеют ровный рельеф (озерно-старичные поймы), разнообразие которому придают серповидные и изогнутые старичные понижения с озерами. При малом стоке наносов отмели у выпуклых берегов не образуются. Их поймы отличаются большой высотой (4–6 м), ровной поверхностью и суглинистым строением.

Образование сегментных ровных и озерно-старичных пойм на малых реках с небольшим стоком влекомых наносов происходит очень медленно. Поймы при отсутствии прирусловых отмелей возникают у выпуклых берегов излучин на бичевниках благодаря аккумуляции на них взвешенных илистых наносов. При зарастании подобных отмелей-бичевников формируется ровная, наклонная к урезу пойма.

На малых реках с бочажинным руслом четкой границы между поймой и руслом нет; всю заболоченную прирусловую зону поймы занимает гигрофильная растительность (тростниковые плавни, камыши, рогозово-осоковые займища), которая плавно переходит в заросшее русло. Здесь происходит аккумуляция взвешенных

наносов между элементами растительности, отметки дна повышаются и со временем отмель в межень обсыхает.

При наличии пойменной многоруканности узкие извилистые маловодные протоки-ответвления в большинстве случаев независимо от морфодинамического типа основного русла меандрируют и формируют вдоль них вложенную в пойму реки свою сегментно-гвивистую пойму. Ее сильно изогнутые гривы и ложбины отличаются небольшими размерами по сравнению с элементами рельефа поймы, сформированной основным руслом. При большом количестве пойменные протоки перерабатывают значительные площади поймы, уничтожая первичный рельеф в ее тыловой, а иногда и центральной части. Такие поймы называются проточно-гвивистыми, проточными сегментно-островными и т.п.

На реках с врезанным руслом образование поймы происходит по той же схеме, что и на широкопойменных, но на порядок медленнее. На горных реках поймы иногда вообще не образуются (дно долины занято только руслом) или возникают узкие скелетные образования, покрытые травой и низким кустарником. В расширениях долин образуются аккумулятивные разветвления — галечно-валунные осередки, при зарастании превращающиеся в островные поймы.

В ущельях и каньонах, на порожиисто-водопадных реках распространены бугристые скелетные поймы [Чалов, 1969] шириной в несколько метров, формирующиеся на выступах коренных пород, конусах выноса притоков, высыпках обломочного материала. Ниже скалистых мысов, обвалившихся глыб, лавинных конусов образуются длинные и узкие валунные косы, дающие начало косовым поймам. Часто на месте кос образуются небольшие островки, на которых формируется ложбинно-гвивистая пойма с узкими и длинными гривами. В расширениях долин возникают побочные, ложбинно-побочные и проточно-побочные поймы, в крупных расширениях, где русло разветвлено — ложбинно- и проточно-островные. Пойменная фация аллювия на горных реках обычно редуцирована, в рельефе отражаются крупные валуны и их скопления. Только на самых старых участках поймы аккумуляция мелкого материала приводит к выравниванию поверхности. В тыловой части поймы перекрывается осыпями, лавинными и селевыми конусами выноса, склоновыми отложениями. Специфические виды пойм возникают на реках с активной селевой деятельностью [Виноградова и др., 2007]. Их первичный рельеф формируется не столько русловыми процессами, сколько селевыми потоками, создающими валы разных размеров, поля аккумуляции обломочного материала с хаотичными скоплениями валунов, гальки и щебня. При этом создаются русло, пойма и террасовидные поверхности аллювиально-селевого генезиса.

Образовавшись при зарастании побочной, осередков или отмелей, пойма претерпевает сложный и длительный путь развития. Дальнейшая эволюция пойм во многом определяется ее периодическим затоплением полыми или паводочными водами и аккумуляцией на их поверхности взвешенных наносов, образующих пойменный наилок. Этот процесс происходит экспоненциально, с постоянным замедлением — от десятков сантиметров в год на начальных стадиях формирования поймы до нескольких миллиметров — долей миллиметра за несколько лет, когда пойма достигает предельной высоты, равной средней максимальной высоте подъема уровней в половодье, и в удаленных от русла ее частях.

На начальных стадиях развития поймы, когда она еще подвержена активному воздействию потока половодья (паводка), на ней формируется паводочный (паводковый) рельеф. В основном это аккумулятивные формы, возникшие при нерав-

номерном осаждении наносов. Вблизи русла образуются наложенные прирусловые валы и локальные скопления песка (реже — песка, гравия и мелкой гальки), возникают гряды и бугры. Менее распространены эрозионные котлы и промоины. По мере удаления от русла мощность отложений сокращается и поверхность пойменного массива снижается. Неодинаковый темп накопления пойменного наилка на поверхности поймы обуславливает его разделение на три зоны — прирусловую, самую высокую, сложенную более грубым материалом, центральную и притеррасную (тыловую) или образующую низовую (считая по течению) часть пойменного массива, самую низкую, сложенную наиболее тонкими отложениями, обычно переувлажненную и заболоченную.

В рельефе пойм отражается направленность вертикальных русловых деформаций — врезание рек или направленная аккумуляция наносов, влияющие на ширину поймы, особенности ее поперечного профиля и строение. Сегментно-гривистые или ложбинно-островные поймы в условиях свободного развития русловых деформаций могут формироваться как на врезающихся, так и аккумулярующих реках. Например, врезающаяся верхняя Обь и аккумуляющая нижняя Обь разветвляются на рукава и формируют ложбинно-островную пойму; гривистую пойму образуют меандрирующие реки приморских низменностей северо-востока России, испытывающие аккумуляцию наносов, и меандрирующий Вилюй, врезающийся на всем протяжении среднего и нижнего течения.

Врезание реки сопровождается образованием ступенчатых пойм. При врезании каждая новая пойменная грива, сегмент или островной массив располагается гипсометрически ниже предыдущего. При смещении русла в сторону одного из бортов долины (односторонние поймы) пойменные ступени образуют «лестницу», спускающуюся от тыловой части к руслу. При миграции русла и изменении его положения на дне долины молодые пойменные массивы образуются непосредственно рядом с более древними; между ними возникает уступ, их разграничивающий. За всю историю пойм рек Северной Евразии на них образовалось до пяти разновысотных и разновозрастных пойменных ступеней. Если врезание происходит отдельными рукавами, то разные по высоте ступени образуются на островных массивах. За время, проходящее между началом формирования сегмента и спрямлением излучины, река успевает заметно врезаться, и наиболее старые и высокие гривы спрямленного сегмента поймы образуют псевдоостанец. Такие псевдоостанцы оказываются часто выше основной поверхности поймы (из-за добавочного местного врезания реки при спрямлении излучины) и затапливаются крайне редко. Поэтому они обычно заняты населенными пунктами и хозяйственными постройками.

Ступенчатость поймы вносит существенные коррективы в ее гидрологический режим и формирование половодного (паводочного) рельефа. Частота и длительность затопления, скорости пойменного потока уменьшаются от нижних ступеней к верхним. На низких ступенях образование половодного рельефа происходит очень интенсивно, на высоких чаще наблюдаются реликтовые формы половодного рельефа. При интенсивном врезании реки пойма сужается, при снижении его темпов формируется относительно более широкая пойма (рис. 4.68). Врезание реки влияет на развитие пойменной многоруканности. Основное русло врезается интенсивнее, чем пойменные протоки, в результате чего происходит их отмирание. При прочих равных условиях на аккумуляющих реках пойменная многоруканность более развита, чем на врезающихся. Так, на аккумуляющей нижней Оби в одном створе насчитывается до 20 пойменных протоков, а на врезающейся нижней Лене — не более 3–4.

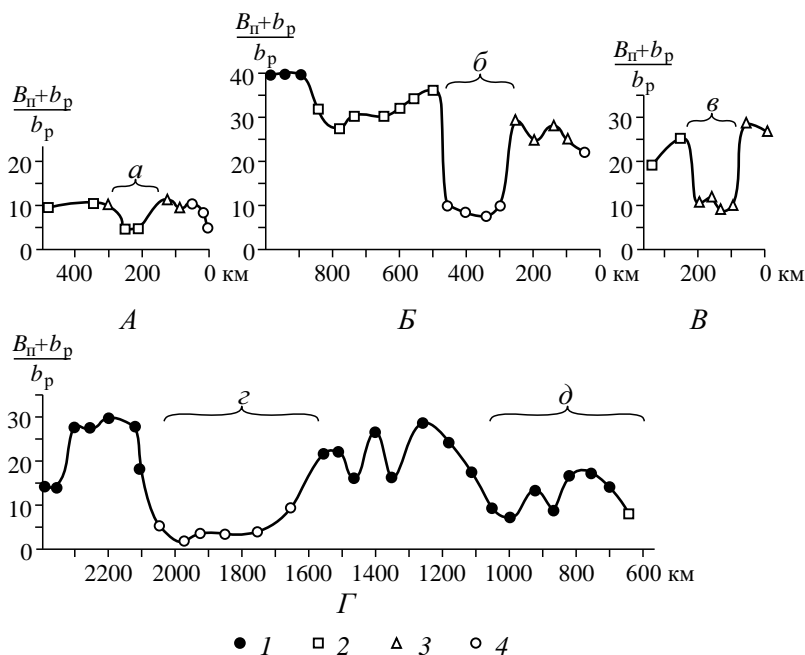


Рис. 4.68. Изменение относительной ширины поймы $\frac{B_n + b_p}{b_p}$, где B_n и b_p — соответственно ширина поймы и русла, по длине рек: А — р. Вилюй; Б — р. Таз; В — р. Омолуй; Г — р. Иртыш.

Тектонические положительные структуры: а — Темирдяхское поднятие; б — Худосей-Большехетское поднятие; в — Сиэтиндэнское поднятие (хребет); з — Прииртышское поднятие; д — Вагайская антеклиза.

Поймы: 1 — сегментно-гривистая; 2 — сегментно-гривистая; 3 — сегментно-островная и гривисто-островная; 4 — ложбинно-островная

Направленная аккумуляция наносов приводит к повышению отметок ложа реки; одновременно увеличивается высота половодий. Этот процесс вызывает рост пойм в высоту, формирование на пойме мощного слоя наилка и выход полых вод на поверхность надпойменной террасы из-за повышения уровней воды, т.е. происходит восстановление пойменного режима. Рост поймы в высоту может осуществляться более или менее равномерно по всему поперечному профилю поймы (хотя прирусловые зоны остаются самыми высокими), но чаще он сосредоточивается только в ее прирусловой части. В первом случае активно отлагающийся наилок нивелирует многие черты первичного пойменного рельефа, в результате чего образуется плоская одноярусная пойма (обычно это происходит при развитой пойменной многорукавности и на реках с раздвоенным руслом). Во втором случае центральные и притеррасные зоны пойм оказываются отгороженными от русла повышенными прирусловыми частями и могут быть ниже меженного уровня реки. Такие поймы называются обвалованными.

Если аккумуляция наносов сменяет предшествующее врезание, то по мере повышения отметок дна начинают затопляться поверхности низких надпойменных террас и на них вновь отлагается пойменный наилок либо становится регулярным режим затопления ранее редко затопляемых высоких участков поймы. В резуль-

тате возникают наложенные поймы [Маккавеев, Чалов, 1970]. Рельеф таких пойм, как правило, утратил первичный пойменный облик, и в их строении четко выделяются погребенные зональные или близкие к зональным почвы, сформированные в период, когда затопления поверхности не происходило или оно было очень редким и непродолжительным.

Поймы, занимая пограничное положение между речными руслами и надпойменными террасами, в течение большей части года подвергаются воздействию нефлювиальных процессов, которые в той или иной степени видоизменяют пойменный рельеф. Главным образом это связано со склоновыми, эоловыми, мерзлотными, наледными и болотными процессами. Активное или пассивное воздействие на рельеф пойм оказывает техногенная деятельность. Активно изменяют поймы, вплоть до полного уничтожения, строительная и горнодобывающая деятельность; в нижних бьефах гидроузлов врезание рек приводит к превращению поймы в надпойменную террасу либо кардинально меняет условия ее затопления; в меньшей степени отражаются в рельефе, но изменяют характер взаимодействия руслового и пойменного потоков транспортные коммуникации, распашка пойм и их рекреационное освоение. Почти не влияет на пойму луговое хозяйство.

Возникнув как следствие русловых деформаций, пойма в обратной связи воздействует на русловые процессы. В половодье и паводковые периоды пойма является естественным фактором регулирования стока, воздействует на гидравлические характеристики потока и его транспортирующую способность. Скорость пойменного потока благодаря относительно небольшой его глубине и высокой шероховатости подстилающей поверхности значительно меньше, чем руслового. Поэтому в пределах поймы происходит задержка части расхода воды; некоторый ее объем аккумулируется в озерах, ложбинах и понижениях. На нижнем Дону объем воды на затопленной пойме составляет 45,6% от объема половодья, на Оке у г. Мурома — 38,1%, на Оби у Сургута — 58,5%, на Кети — 78% [Барышников, 1984]; иногда пойменная составляющая расхода воды во время половодья может достигать 90%. С регулирующей ролью поймы связаны задержки прохождения половодья и слияние отдельных паводочных пиков в один мощный и продолжительный подъем уровней воды, повышение обеспеченности верхних интервалов руслоформирующих расходов. Наиболее существенным проявлением влияния поймы на русловые процессы является кинематический эффект. При выходе воды на пойму средние скорости течения в реке снижаются [Железняков, 1950], но при увеличении глубины затопления поймы — вновь растут. Снижение скорости потока неизбежно сопровождается уменьшением его транспортирующей способности; расходы наносов в русле с поймой уменьшаются на 20–25% по сравнению с беспойменным руслом [Чалов, 2011]. С кинематическим эффектом связано ограничение прохождения на многих реках руслоформирующих расходов воды уровнями в пределах пойменных бровок, т.е. до затопления поймы.

Другие виды влияния пойменного потока на русловые процессы проявляются в отдельные фазы гидрологического режима при различных типах взаимодействия пойменного и руслового потоков [Барышников и др., 2000]. Затопление поймы оказывает заметное влияние на состояние перекатов. На реках с относительно неустойчивым руслом в годы с продолжительным и высоким половодьем отметки дна на перекатах повышаются. При затоплении поймы резкое увеличение смоченного периметра паводочного потока и подключение обширных емкостей с очень большой шероховатостью вызывают снижение средней скорости течения реки, что приводит к аккумуляции наносов и обмелению перекатов. Когда пойма зато-

плена на большую глубину и пойменный поток пересекает русло реки под углом, происходят особенно сложные изменения рельефа русла и обмеление перекаатов. При низких половодьях, когда большая часть потока сохраняется в пределах меженного русла, обмеления перекаатов может не происходить.

Перекааты возникают в зонах концентрированного перелива воды из русла в пойму, где резко ослабляется транспортирующая способность руслового потока и наблюдается местная аккумуляция наносов, и в местах подпора руслового потока водами, сливающимися с поймы. Проходя через пойму, поток теряет на ней значительную часть наносов. Там, где осветленный поток с поймы поступает в русло, происходит размыв дна. Нередко глубокие плесы начинаются ниже больших пойменных ложбин, по которым происходит концентрированный слив пойменных вод в русло, а также там, где пойма выклинивается и русло подходит к коренному берегу (например, в привершинных частях вынужденных излучин).

Трудно размываемые выступы и мысы поймы, сложенные плотными глинами, нарушают закономерное чередование зон замедления и ускорения течения, в русле возникают водоворотные зоны или перекааты, не согласованные с формой русла и отличающиеся специфическим режимом переформирований. Литология пойменных отложений во многом определяет темпы горизонтальных русловых деформаций; размыв песчаных берегов при прочих равных условиях идет в десятки раз быстрее, чем глинистых или торфяных. Спрявление излучин происходит быстро, если суглинистая пойменная фация аллювия маломощна, и поток половодья, используя нарушения дернины и поверхностных горизонтов, вступает во взаимодействие с легко размываемыми песками. В глинистых берегах излучины, несмотря на наличие благоприятствующих спрявлению условий (руслоформирующий расход наблюдается при затопленной пойме), приобретают очень крутую форму, причем прорыва их шпоры не происходит, несмотря на то, что расстояние между смежными крыльями составляет минимальную величину. При размыве песчаных пойменных берегов в поток поступает большее количество руслообразующих наносов, чем при размыве валунно-галечных или суглинистых (размыв последних преимущественно увеличивает долю взвешенных наносов); на реках с такими берегами больше вероятность формирования мелководных перекаатов.

Генетическое единство русла и поймы, взаимовлияние русла и поймы позволяет рассматривать их совместно как пойменно-русловой комплекс (ПРК) [Чернов, 2009]. Пойменно-русловые комплексы — это природные комплексы, расположенные на дне речных долин и включающие в себя русло реки и ее пойму, а также уступы террас или коренных берегов, опирающиеся на пойму или непосредственно контактирующие с руслом.

Главные составляющие ПРК — речное русло и пойма с позиций функционирования подсистемы составляют активную и пассивную его части. Русло динамично; поток переносит наносы, формирует русловой рельеф, размывает берега, создает прирусловые отмели — основу новых участков поймы. Пойма сама есть следствие русловых деформаций, ее облик формируется в основном под влиянием механизмов руслоформирования. Поэтому в составе ПРК пойма играет в целом пассивную роль и влияет на русло опосредованно, либо выполняя функцию его границ (берегов), либо через поток, протекающей по ней во время половодий и паводков. Схема внутренних и внешних связей между процессами и явлениями в пойменно-русловом комплексе показана на рис. 4.69.

Вместе с тем поймы — уникальные природные образования, принадлежащие одновременно и суше, и гидросфере: в их образовании и развитии ведущая роль



Рис. 4.69. Структура пойменно-руслового комплекса и происходящие в нем процессы. Толщина стрелок указывает на значимость связей

принадлежит водным потокам, переносящим наносы. В то же время образование поймы невозможно без растительности. Без нее вместо поймы вдоль русла протягивались бы обширные прирусловые отмели, подобные галечно-валунным полям в перигляциальной зоне ниже горных ледников или при выходе полугорных рек из гор в предгорья, где неустойчивость русел, изменение формы транспорта песчаных и галечно-песчаных наносов (взвешенная на влекомую) не способствуют их закреплению растительностью. Растительность поймы эволюционирует вместе с ее рельефом, изменяясь по мере развития и роста поймы в высоту от эфемерных травянистых сообществ и кустарниковых порослей через сообщества ивняков, ольшаников к зрелым лесным и луговым формациям. Одновременно развиваются и пойменные почвы.

Генетическая связь речных пойм с русловыми процессами и гидрологическим режимом рек позволяет выделять их в особые классы природных территориальных комплексов (ПТК), встречающихся во всех зонах и регионах вне видимой связи с конкретными природными условиями. Их ранг и иерархия определяются водностью реки [Сурков, 2010]. Поймы ручьев и малых рек первого — третьего порядков со среднегодовым расходом воды до 0,5 м³/с представляют собой фации или цепочки фаций (подурочища). Малые реки четвертого — шестого порядков со среднегодовым расходом 0,5–5 м³/с формируют на поймах простые урочища, реки

седьмого — девятого порядков со среднегодовым расходом от 5 до 50–80 м³/с — сложные урочища; на более крупных реках со среднегодовым расходом от 50 до 500–600 м³/с — пойменные ПТК ранга местности. Ландшафты создаются только на больших реках со среднегодовым расходом воды более 500 м³/с (средние течения Оби, Амура, Енисея, Северная Двина, Припять, Днепр). Ширина их пойм от 5–6 до 10–40 км. Они создают аллювиальный фундамент, по мощности сопоставимый с геологическим фундаментом плакорных ландшафтов. Поймы крупнейших рек Земли (Конго, Янцзы, Амазонки, нижних Оби, Лены, Енисея, Амура) со среднегодовым расходом воды более 5000 м³/с образуют ПТК самого высокого ранга — ландшафтные районы или физико-географические округа.

Причина усложнения ландшафтной структуры на поймах больших рек — увеличение степени неоднородности проявления русловых и гидрологических процессов. Чем больше река, тем сложнее гидравлическая структура руслового и пойменного потоков. В результате гривы, ложбины, понижения, валы и другие формы рельефа на поймах больших рек редко бывают одинаковыми по высоте, составу отложений и почвенно-растительному покрову на всем протяжении; здесь больше разнообразие местообитаний и соответственно более сложна структура ПТК. На широких поймах появляются участки, недоступные затоплению, развиваются нефлювиальные экзогенные процессы, что еще более увеличивает разнообразие ПТК.

Чем больше удельная мощность потока, тем активнее он воздействует на пойму, тем шире ее прирусловая, наиболее динамичная часть с молодыми и быстро изменяющимися фациями и урочищами, тем меньшую площадь занимают зрелые и относительно стабильные ПТК притеррасных и центральных пойм. Например, средняя удельная мощность потока р. Катунь между устьем р. Иши и п. Чуйским — 5000–6000 Вт/м. Поток характеризуется большими скоростями течения, что обеспечивает высокую подвижность галечного аллювия; русло неустойчивое, разбросанное, темпы размыва берегов — 5–15 м/год при максимальных до 100 м/год; ширина поймы — 3–6 км; почти 70% ее занимают молодые урочища прирусловой проточно- и ложбинно-островной поймы с травянистыми пионерными сообществами, кустарниками, редколесьями, островными и парковыми лесами, примитивными и слоистыми почвами. Возраст урочищ не превышает 120–150 лет, на островах современного русла, ширина которого местами превышает 1,5 км, — 20–60 лет. Ниже п. Чуйского удельная мощность потока снижается вдвое — до 2890 Вт/м. Средняя ширина поймы здесь 7,5 км, но прирусловые ПТК занимают лишь относительно узкую (0,8–1,5 км шириной, около 20% по площади) полосу; большая часть поймы представлена относительно стабильными зрелыми островными массивами с облепишниками, тополевыми и сосново-березовыми лесами. Высокие ступени центральных и притеррасных пойм, занимающие большую часть поймы, затапливаются очень редко и имеют устойчивую ландшафтную структуру. На нижней Томи (при очень малых уклонах удельная мощность потока оставляет 108 Вт/м) прирусловые комплексы занимают только острова и прибрежные гривы, их площадь — всего около 10% общей площади поймы. Русло реки слабodeформируемое, средние темпы размыва берегов не превышают 2–5 м в год.

Несоответствие между шириной поймы и мощностью потока означает, что пойма является унаследованной или возникшей в депрессиях и озерных котловинах. Ширина заболоченной поймы р. Кулунды (мощность потока — 0,5 Вт/м), наследующей древнюю ложбину стока, достигает 3 км, но современная лугово-кустарниковая гривистая пойма представлена только разобщенными фрагментами

шириной 50–250 м. Заболоченная и заозеренная пойма р. Сухоны, расположенной в Верхнесухонской низине (15–18 км при мощности потока 300 вт/м), занимает древнюю озерную котловину. Результат деятельности потока — только фрагменты низких пойм и прирусловые валы.

Каждому типу русла соответствует определенный морфологический тип поймы. Это определяет зависимость между типом русла и морфологической структурой пойменного ландшафта [Злотина, 1987]. У пойм врезающихся рек уменьшение затопляемости от низких к высоким ступеням сопровождается закономерной сменой урочищ. Лесокустарниковые прирусловые ПТК с примитивными и слоистыми песчаными и супесчаными почвами низких ступеней постепенно замещаются лугово-кустарниковыми и лугово-лесными ПТК центральных пойм с типичными дерновыми или луговыми почвами и близкими к зональным ПТК на высоких тыловых ступенях. На поймах аккумулирующих рек, имеющих широкие пониженные притеррасные части, переработанные пойменными протоками, малыми реками, болотообразованием и другими процессами, на одном и том же уровне встречаются самые разнообразные сочетания гидроморфных и близких к зональным комплексы.

Ландшафты сегментно-гривистых пойм имеют концентрически-дуговой рисунок ПТК, характеризуются чересполосицей и мелкоконтурностью, частым чередованием болотных, луговых, кустарниковых и лесных фаций. Структура ложбинно-островных и проточно-островных пойм более простая из-за большей ширины грив — бывших островов, разделенных ложбинами — бывшими протоками; пойменные массивы имеют меньшее число фаций. Наиболее простую ландшафтную структуру имеют поймы с устойчивым руслом, небольшим стоком наносов с преобладанием взвешенной составляющей и слабым развитием пологоводного рельефа — озерно-старичные, плоские одноярусные, заторфованные и др.: обширные монотонные луговые или заболоченные массивы, узкие прирусловые суглинистые побочные поймы, ровные, полого повышающиеся от уреза к бровкам высоких массивов, заросшие лесом и кустарниками, серповидные и петлеобразные старичные понижения с озерами и болотами.

Ослабление роли водного потока от низких к высоким поймам и возрастание роли зональных факторов по мере удаления от русла реки служат причиной ярусности расположения пойменных фаций и урочищ. Ярус — это высотный этаж в ландшафтной структуре поймы, в пределах которого однородность компонентов ПТК (прежде всего растительности как наиболее подвижного компонента) и самих комплексов обеспечивается постоянством средних показателей гидрологического режима поймы. На ступенчатых поймах врезающихся рек ярусы ПТК выражены лучше, чем на плоских и обвалованных поймах рек с преобладанием аккумуляции. На придельтовом участке Енисея высота поймы достигает 12 м, прослеживается до девяти ярусов ПТК, высотный интервал ярусов — до 2,5 м, на пойме Оби ниже слияния Бии и Катунь — 1,5 м. На поймах аккумулирующих рек высотные интервалы ярусов малы, что делает их границы слабо выраженными. На очень широких поймах вертикальная ярусность сменяется горизонтальной дифференциацией ПТК, так как продолжительность затопления зависит не столько от высоты поймы, сколько от возможности доступа воды на тот или иной массив. В общем случае, чем шире пойма, тем хуже выражены ярусы ПТК; на более широких поймах одни и те же комплексы занимают более низкие отметки, чем на более узких.

Четкость ярусов определяется амплитудой половодья и регулярностью затопления: чем больше высота половодья, тем больше высотные интервалы между яру-

сами и резче их границы. Нерезкость ярусов возникает из-за широких интервалов условий затопления, благоприятных для существования тех или иных их видов. На пойме Оби амплитуда отметок для видов-доминантов гораздо шире средних высотных границ ярусов, в пределах которых они образуют почти чистые насаждения. В районе г. Колпашево между основными лесными ярусами (ивняки — 3,5–4,5 м, тополевики — 4,5–6,0 м, березняки — 6,0–7,5 м, сосновые и пихтово-еловые леса — 7,5–9 м) существуют переходные «этажи» с ивово-тополевыми, тополево-березовыми, сосново-березовыми лесами и даже со смешанными лесами из трех — четырех пород (тополь-сосна-береза, ива-тополь-береза и др.).

Ярусность ступенчатых пойм всегда одного типа — прямая: от первичных с пионерными видами зарастающих прирусловых отмелей и молодых кустарниковых пойм низких ярусов к зрелым высоким массивам с лесной и луговой растительностью и к выходящим из зоны затопления близким к зональным ПТК на переходных к надпойменным террасам ступенях и склонах долины. Ярусность пойм аккумулярующих рек более сложна. Здесь обычны два типа: прямой — в прирусловой части поймы и «обратный» — в тыловой. Последний характеризуется распространением болотных заторфованных ПТК на низких уровнях, лугово-кустарниковыми и лесными — на более высоких. В исключительных случаях, если обвалованное русло расположено выше аллювиальной равнины, пойменные комплексы прирусловых валов могут располагаться гипсометрически выше близких к зональным ПТК, расположенных на редко затопляемой основной поверхности.

На ярусность ПТК воздействует водный режим рек. Реки с алтайским и западносибирским типом водного режима, характеризующиеся длительным весенне-летним половодьем, отличаются высоким уровнем зарастания прирусловых отмелей, относительно широким диапазоном низких и средних лесокустарниковых пойм. Реки с восточно-европейским типом водного режима с относительно коротким весенним половодьем имеют более низкий уровень появления растительности (на малых реках — практически от меженного уреза), больший интервал, в котором возможно формирование ПТК высоких пойм и смещение к руслу среднего и нижнего ярусов. Реки с казахстанским типом водного режима имеют кратопойменный вариант ярусности — широкий верхний этаж и сокращенные нижние.

Режимы формирования ПТК (проточный, слабопроточный, умеренный, слабозастойный, застойный) характеризуют зависимость почвенно-растительного покрова от состава аллювия. На равнинных реках проточный режим характеризуется максимальными скоростями на пойме — 0,5–0,8 м/с, в руслах — более 1,5 м/с; в отложениях господствуют крупнозернистые и гравелистые пески, галечники при незначительном участии супесей и легких суглинков. ПТК слабопроточного режима формируются при скоростях потока 0,3–0,5 м/с, для них характерны средне- и мелкозернистые пески, супеси, легкие опесчаненные суглинки. Для пойм умеренного режима характерны скорости 0,1–0,3 м/с, слабозастойного — менее 0,1 м/с. При застойном режиме течение отсутствует, накапливаются торфы и глины.

Проточный режим господствует в прирусловой зоне; на зрелых массивах здесь доминируют ветляники, сосняки, злаковые тополевики с характерным подлеском (акация, облепиха, шиповник) и вейниковые луга на примитивных и слоистых дерновых почвах, контрастный гривистый, грядовый и ложбинно-островной рельеф с промоинами, высыпками, эрозионными котлами. В слабопроточных и умеренных режимах доминируют мезофитные луга, березняки, дубравы, леса из ильма, ясеня, ивы, в лесотундре — лиственничники; здесь господствуют луговые и дерново-

луговые почвы. Для слабозастойного режима в плоских депрессиях, межгивных понижениях и на выровненных поверхностях обычны сырые луга, ольховники, ельники, пихтарники и лугово-болотные почвы; в застойном режиме развиваются кочкарные болотные комплексы.

Пойменно-русловые комплексы отличают молодость, неустойчивость, высокая напряженность процессов, динамичность вертикальных структур в пространстве и времени, чуткость к внешним воздействиям. Эволюция пойменных ПТК идет на порядок быстрее, чем на междуречьях, она занимает от 10–30 лет на прирусловых низких поймах до 200–500 (иногда до 1000) лет для комплексов высоких центральных и притеррасных пойм.

При нарушении ландшафтообразующих факторов (водного режима, стока наносов, русловых процессов, ледового режима и др.) прежние ландшафты не восстанавливаются, новая тенденция развития приобретает направленный характер. Трансформация уже существующих ландшафтов продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто равновесие, соответствующее новому сочетанию факторов.

Глава 5

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЯХ РЕК

5.1. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ УСТЬЕВЫХ ПОДСИСТЕМ

Главным фактором формирования устьевых подсистем является сток воды и наносов рек, на который накладывается влияние морских факторов (волнений, вдольбереговых течений, нагонных и приливных колебаний уровня, проникновения морских осолоненных вод) и который возрастает по мере приближения к краю дельты в открытом море. Их максимальное воздействие приурочено к внешней границе подводного устьевого конуса выноса (бара) или к свалу глубин в пределах устьевого взморья.

Влияние морских факторов на формирование дельт заливов, расположенных зачастую в сотнях километров от открытого моря, сказывается через трансформацию удельных потоков энергии волнового поля и приливной (нагонной) волны, которые при прохождении по длинному и узкому заливу проявляются в денивиляциях стоковых уровней и гашении скоростей стоковых течений. В половодье здесь по всей акватории залива, а не только в дельте, преобладают речные условия и наблюдаются постоянные стоковые течения вплоть до предустьевого пространства моря [Коротаев, 1984; Граевский, 1987]. Ощутимое влияние нагонов и приливов прослеживается только в меженный период, когда во время экстремальных штормов наблюдаются обратные течения в заливе и в дельтовых рукавах приморской зоны дельты. Во время прилива (нагон) сток взвешенных наносов в вершинах дельт может уменьшаться более чем в 2 раза при подъеме уровня на 30 см в 100 км от морского края дельты. В фазу отлива или во время стога, наоборот, возрастает транспортирующая способность потока, и он дополнительно выносит за пределы дельты большое количество наносов — продуктов размыва русла в зоне спада уровней. Например, из устьевой области р. Енисея за приливный цикл в Енисейский залив поступает от 200 до 600 т взвешенных наносов. Геоморфологический эффект этого явления — гипертрофированная выдвинутость устьевого бара на многие километры от внешнего края дельты.

На участках открытого морского побережья выровненных очертаний формируются дельты выдвижения. Здесь, кроме энергии волнения, приливов, нагонов и речных наносов, поступающих к морскому краю дельт, необходимо учитывать *емкость вдольберегового потока наносов*, которая определяет морфогенетический тип дельты (блокированная, аккумулятивный выступ, многорукавная лопастная или дугообразная).

На изрезанных открытых участках морского побережья происходит формирование береговых баров и устьевых лагун; скорость заполнения полузамкнутой акватории и интенсивность выдвижения устьевого конуса выноса зависят от величины стока наносов реки и характера устьевого взморья (отмелое, приглубое, со свалом глубин), контролирующих процесс трансформации ветровых волн и особенности осадконакопления на подводном склоне.

Современные берега дельт окраинных морей и открытых океанических побережий были сформированы в ходе последней послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Формирование устьевых форм началось 5–7 тыс. лет назад [Каплин, 1973; Каплин и др., 1991; Каплин, Селиванов, 1999]. Одни реки за это время создали в устьях разветвленную гидрографическую сеть, заполнив долинныя заливы и выдвинувшись в открытое море, другие только сейчас начинают формировать подводный устьевой конус выноса и сеть дельтовых водотоков.

Геологический и геоморфологический контроль формирования основных морфогенетических типов устьев рек, проявляясь в уклонах подводного склона и изрезанности береговой линии, определяет региональную специфику процессов дельтоформирования. Структурно-геологические и геоморфологические условия устьевых подсистем через размеры долинных заливов влияют на продолжительность стадий дельтообразования, формы и объемы дельтовых отложений, но не изменяют общих закономерностей развития устьевых подсистем. Гидрологический контроль формирования речных дельт, осуществляемый через величину и изменчивость речного стока и активность морских факторов, проявляется в историческом интервале времени, определяя интенсивность процессов дельтообразования. Скорость и типы устьевого удлинения, динамика гидрографической сети и морского края дельты зависят от величины стока наносов и гидродинамики устьевого взморья.

Окончательное оформление береговой зоны Мирового океана произошло благодаря стабилизации уровня моря 5–7 тыс. лет назад на отметках близких к современным. В течение последних 4–5 тыс. лет колебания уровня моря не превышали $\pm 1-3$ м с тенденцией к подъему около 1 мм/год. Следствием послеледниковой трансгрессии явилось превращение низовьев большинства речных долин в ингрессионные заливы или приустьевые бухты. Дальность проникновения морских вод зависела от уклонов рек, величины стока речных наносов и тектонического режима побережья. При этом на всех крупных реках, связанных с Мировым океаном, преобладающими типами устьев стали долинныя заливы (риасы, эстуарии, лиманы) или устьевые лагуны. Среди рек России, впадающих в открытые моря, только две сформировали типичные *дельты выдвижения* — Оленек и Лена. Устьевые подсистемы типа залива или устьевой лагуны и все модификации *дельт выполнения* являются естественным итогом эволюции устьев рек в ходе послеледниковой трансгрессии океана.

В устьях больших рек в период послеледниковой трансгрессии появились огромные скопления наносов, образовавших голоценовые дельты, общая площадь которых составляет около 5 млн км² [Лисицын, 1983; Коротаев, 1991; Stanley, Warne, 1994]. Большая часть речных наносов, как взвешенных, так и влекомых, не достигает моря, осаждаясь в дельтах и на устьевом взморье. В современных дельтах (от вершины до морского края) остается от 10 до 90% всего стока наносов [Джаошвили, 1986; Шуйский, 1986]. Поступившие к вершинам дельт наносы распределяются по дельтовым рукавам и протокам, формируя дельтовую пойму и рельеф речного русла и его рукавов (перекаты, побочни, осередки). Собственно устьевые формы рельефа возникают на устьевом взморье в виде устьевых кос, устьевых и береговых баров, приливо-отливных гряд. Остальная часть наносов выносится в заливы, устьевые лагуны, лиманы или в открытое море, где их дальнейшая судьба зависит от морфологии подводного склона и гидродинамики устьевого взморья (табл. 5.1). В результате морфогенетические типы устьевых подсистем и их эволюционные модификации очень различны (рис. 5.1).

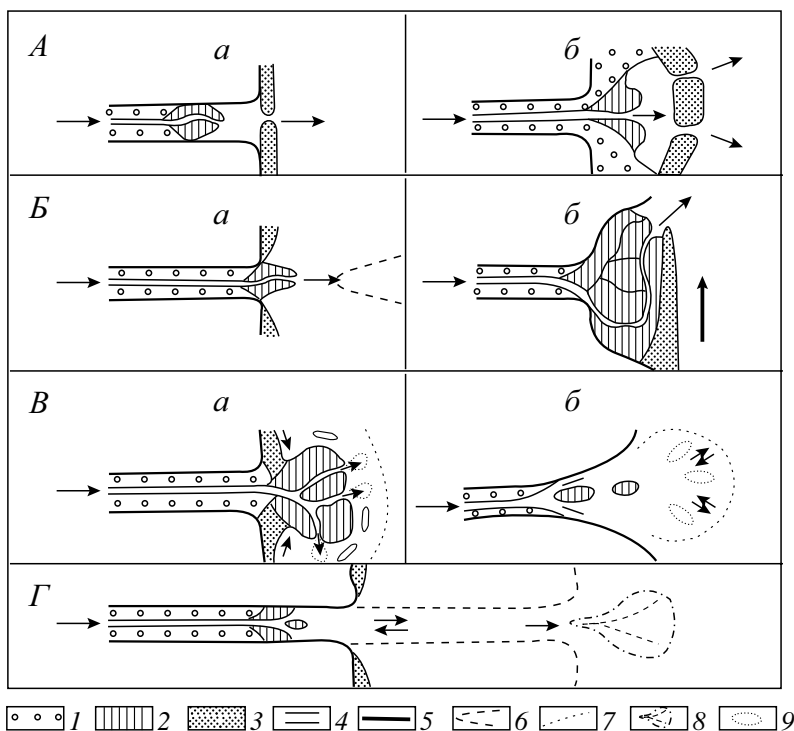


Рис. 5.1. Типичные схемы эволюции устьев рек [Коротаев, 1991]:

А — река — дельта: а) лиман, б) лагуна (закрытое взморье); Б — река — шельф (открытое приглубое взморье): а) клювовидная дельта, б) блокированная дельта; В — река — дельта — шельф (открытое от мелое взморье): а) многорукавная дельта выдвигания, б) эстуарий; Г — река — дельта — подводный конус выноса (полузакрытое взморье); 1 — речная долина; 2 — дельта; 3 — морские аккумулятивные формы (косы, береговые бары); 4 — направление течений; 5 — направление вдольбереговых потоков наносов; 6 — каньоны и подводные долины; 7 — свал глубин; 8 — подводные конуса выноса на материковом склоне; 9 — контуры подводных отмелей

Таблица 5.1

Приближенная оценка баланса наносов в устьевых подсистемах [Коротаев, Чистяков, 2002]

Река	Сток наносов в вершине дельты, W млн т/год (100% или условная единица — 1,0)	Баланс наносов на границах районов устьевой системы (в долях)	
		Морской край дельты $\Delta W^* = W_1 - W_2$	Морская граница устьевого взморья $\Delta W = W_2 - W_3$
I. Эстуарно-дельтовая			
Мезень	0,8	—	~ 0,0
Онега	0,18	—	~ 0,0
II. Лиманно-дельтовая: а) частичного выполнения долинного залива (губа, лиман, риас)			
Обь	13,0	$\geq 0,5$	~ 0,0
Енисей	6,36	$\geq 0,5$	~ 0,0
Таз и Пур	1,53	$\geq 0,5$	~ 0,0

Река	Сток наносов в вершине дельты, W млн т/год (100% или условная единица — 1,0)	Баланс наносов на границах районов устьевой системы (в долях)	
		Морской край дельты $\Delta W = W_1 - W_2$	Морская граница устьевое взморья $\Delta W = W_2 - W_3$
Дон	2,02	0,6–0,8	~ 0,0
Днепр	0,8	≤ 0,5	~ 0,0
Днестр	2,5	0,8–0,9	~ 0,0
б) полного выполнения долинного залива (стадия формирования устьевых баров и дельт выдвигения на открытом устьевом взморье)			
Колыма	8,2	≤ 0,5	~ 0,0
III. Лагунно-дельтовая:			
а) частичного выполнения устьевой лагуны			
Камчатка	3,1	0,6–0,7	~ 0,0
Печора	8,5	≥ 0,5	~ 0,0
Неман	4,1	≤ 0,5	~ 0,0
б) полного выполнения устьевой лагуны (стадия формирования устьевых баров и дельт выдвигения на открытом устьевом взморье)			
Яна	3,0	0,8–0,9	≤ 0,5
Индигирка	11,2	≤ 0,5	0,1–0,2
Кубань	0,85	≤ 0,5	≈ 0,5
Даугава	0,45	≥ 0,5	≥ 0,1
Дунай	42,2	0,9–1,0	0,1–0,2
IV. Дельтовая:			
а) малорукавные дельты выдвигения			
Оленек	1,0	0,5–0,6	~ 0,6
Урал	2,7	0,5–0,7	~ 0,2
Кура	17,1	0,4–0,5	0,5–0,6
Терек	6,6	0,5–0,6	0,5–0,6
б) многорукавные дельты выдвигения			
Волга	8,6	0,25–0,35	0,1–0,2
Лена	20,4	0,2–0,3	0,1–0,2
Селенга	2,2	0,2–0,3	0,1–0,2
Северная Двина	4,4	0,2–0,3	0,1–0,2

* ΔW на границе района = 1,0, что означает транзит наносов через район, а значение $\Delta W \sim 0,0$ — аккумуляцию наносов в пределах района.

Речной сток, являясь главным фактором формирования устьевых подсистем, определяет процессы дельтообразования и их специфику в зависимости от его величины, многолетней и внутригодовой изменчивости (в том числе изменчивости и стока наносов). Повышенная концентрация (более 200 г/м³) наносов в речном потоке увеличивает интенсивность русловых деформаций и заметно активизирует процессы перестройки гидрографической сети дельтовых районов вследствие аккумуляции в русле, на пойме и устьевом взморье. Повышение отметок дна и большие скорости устьевое удлинения сопровождаются частыми прорывами береговых валов, изменениями водности дельтовых рукавов, их активизацией или

обмелением, созданием новых узлов разветвления и формированием региональных причлененных дельт прорывного типа (дельтовых лопастей) на периферии старой дельты. Внутри дельтовых систем после прорывов приустьевых валов (или ограждающих дамб) формируются также частично наложенные или наложенно-причлененные дельты.

Влияние изменчивости стока на характер и интенсивность дельтоформирующих процессов отчетливо проявляется в тех устьевых подсистемах, где он сильно нарушен водохозяйственными мероприятиями в бассейне реки и гидротехническими сооружениями в дельтах (Волга, Дон, Кубань, Терек). Общим следствием уменьшения стока воды и наносов в устья является его пространственное перераспределение, концентрация в одном или нескольких крупных рукавах, заиление и отмирание второстепенных рукавов, уменьшение скорости выдвижения дельт в море или размыв морского края всей дельты или мест впадения отмирающих рукавов.

Природной моделью для изучения деформации устьевого конуса выноса в случае прекращения поступления речных наносов служит новая дельта Терека [Гидрология устьев..., 1993]. В январе 1973 г. во время ледохода Терек прорвал перемычку, перекрывающую заход в готовую прорезь через Аграханский полуостров, и за 10 мес отложил на устьевом взморье 4,4 млн м³ наносов на площади 140 км², сформировав устьевой бар длиной 0,6–0,7 км. После закрытия прорези новая дельта Терека в течение четырех лет подвергалась воздействию морского волнения. Объем дельты уменьшился на 2,4 млн м³, длина сократилась до 0,7 км, внешний край стал оконтуриваться береговым баром. В 1977 г. прорезь была снова открыта, и новая дельта Терека стала активно выдвигаться в Каспий несмотря на начавшийся подъем уровня моря. В настоящее время ее длина достигла 2,5–3 км и колеблется в пределах полосы шириной около 0,5 км.

Наблюдения за динамикой морского края наземных частей дельт и балансом наносов в Килийской дельте Дуная, в клювовидных дельтах Куры, Сулака и Терека показали, что по мере увеличения площади устьевого конуса выноса и его выдвижения на открытое устьевое взморье доля речных наносов, остающихся в пределах дельты, постепенно возрастает. Если на ранних стадиях развития дельты выдвижения на относительно приглубом устьевом взморье доля выносимых на него речных наносов в общем балансе наносов дельты составляет до 80%, то в дельтах, прошедших длительный эволюционный путь и имеющих развитую гидрографическую сеть, до 50–70% возрастает доля аккумуляции речных наносов [Михайлов и др., 1986]. Очевидно, этот вывод правомерен прежде всего для рек, обладающих большим стоком наносов и повышенной мутностью, а также для дельтовых равнин с широким развитием внутريدельтовых водоемов, которые служат природными ловушками для стока речных наносов.

Обратный эффект возникает в дельтах выполнения долинных заливов и устьевых лагун у рек с большим стоком воды и малой мутностью. По мере заполнения залива и усиления влияния морских факторов (приливов, нагонов) в дельтах начинает преобладать транзитная составляющая баланса наносов. Так, в пределах дельты р. Енисей остается не более 30% общего стока взвешенных наносов. В устье р. Яны, которая уже завершила процесс заполнения устьевой лагуны, количество наносов, поступающих в устья дельтовых рукавов, примерно соответствует стоку наносов в их истоках в вершине дельты [Коротаев, 1978, 1991].

Морские факторы видоизменяют или разрушают то, что формирует на морском побережье река. Самым активным волновым переформированием подвергается

устьевой бар, морфологическое строение и динамика которого отражают относительную роль реки и моря в формировании конкретной дельты.

Устья малых равнинных рек в максимальную фазу послеледниковой трансгрессии оказались блокированными морскими косами или пересыпями (реки Сахалина, Камчатки, Прибалтики, юга ЕТР). Устьевые области этих рек представляют собой лиманы и лагуны, которые заполняются речными наносами, а сами реки находят выход в море через прораны в блокирующей косе (пересыпи).

Малые горные реки (черноморского побережья России, Абхазии и Грузии; Чукотки) имеют большее разнообразие модификаций устьев: от блокированного устья до аллювиального выступа. Их дельты и устьевые бары представляют собой наименее устойчивые дельтовые образования, быстро реагирующие на любые изменения речного стока и береговых процессов. Исключением являются устья малых рек Кольского полуострова, впадающие в вершины фьрдов, открывающихся в Баренцево море. Здесь высокая активность приливных колебаний уровня подавляет процессы дельтоформирования (реки Печенга, Тулома, Кола, Пеша, Кулой). Малое количество речных наносов, поступающее к их устью, распределяется равномерно на крутом подводном склоне без образования устьевых аккумулятивных форм. Устья таких рек представляют собой типичные *эстуарии* без признаков субаэральной дельты.

Большие реки со среднегодовым расходом более $150 \text{ м}^3/\text{с}$ и стоком наносов не менее $0,1\text{--}0,2$ млн т/год в приливных устьях формируют незначительные по размерам дельты (площадью до $0,1$ тыс. км²) даже при высоких (до $7\text{--}12$ м) приливах (реки Онега, Кулой, Мезень, Гижига, Пенжина). Увеличение стока наносов до $5\text{--}8$ млн т/год не приводит к заметному приращению площади дельты, но большую активность приобретает устьевое взморье, где в широкой эстуарной воронке формируются подвижные гряды, создавая лишь предпосылки для образования дельты в открытой устьевой подсистеме.

В эволюционном развитии устьев некоторых крупных рек (среднегодовой расход воды — более $1000 \text{ м}^3/\text{с}$, сток наносов — не менее 3 млн т/год), впадающих в моря на изрезанном открытом побережье, морское волнение и вдольбереговые течения создали специфические закрытые лиманно-дельтовые и лагунно-дельтовые подсистемы (Днестр, Южный Буг, Днепр, Кубань, Яна, Индигирка, Дунай). Образование подобных устьев связано как с созидательной деятельностью моря, так и с преобладанием речных условий в заливе на стадии заполнения лагун. Выдвижение их устьевых баров за линию морского барообразования приводит к формированию дельты выдвижения на открытое взморье.

Морфологический эффект от взаимодействия речных и морских факторов в устьях рек на стадии полного заполнения лиманов и лагун выражается в существовании их нескольких морфогенетических модификаций: блокированных устьев с выровненным морским краем (реки Сенегал, Замбези), с выдвинутыми устьевыми барами (реки Яна, Западная Двина, Висла) и с приращенной дельтой выдвижения на морском крае блокирующей террасы (реки Индигирка, Дунай, По). Степень выдвинутости и изрезанности морского края дельты возрастает по мере увеличения роли речных процессов по сравнению с морскими. Так, реки Сенегал, Замбези, Веби-Шебели в Африке и Олд в Англии, заполнив устьевые лагуны и впадая единым потоком на открытые океанические побережья с большой активностью волновых процессов и значительной емкостью вдольбереговых потоков наносов, не формируют аккумулятивных форм на открытом взморье. Это является следствием высоких энергетических характеристик волнения и больших

скоростей вдольбереговых течений (на сенегальском побережье — 112 дж/м·с) при высоте прилива 1,2–1,9 м [Coleman, Wright, 1971, 1973, 1979]. Для сравнения: удельная мощность волнения на устьевом взморье р. Миссисипи составляет всего 0,034 дж/м·с).

В то же время анализ эволюционного ряда лагунно-дельтовых систем, которые на современном этапе формируют причлененные дельты или устьевые бары, показывает, что размеры этих образований на открытом устьевом взморье зависят от стока наносов и рельефа подводного склона. Например, р. Яна, впадающая в Янский залив на отмелем взморье и выносящая в море Лаптевых около 4 млн т взвешенных наносов, не формирует надводной причлененной дельты, образуя лишь два устьевых бара длиной 10 км. В то же время р. Индигирка, находящаяся примерно в одинаковых гидродинамических условиях и поставляющая на отмелое взморье Восточно-Сибирского моря около 10,7 млн т наносов, формирует причлененную к морской барьерной террасе дельту и устьевые бары. В дельте Дуная, получающей более 60 млн т наносов в год, только один Килийский рукав строит на приглубом взморье причлененную дельту площадью 350 км² [Гидрология дельты Дуная, 2004].

Существует еще одна группа устьев рек на открытых морских побережьях, формирование которых происходит под сильным воздействием морских факторов. Это многорукавные дельты выдвигания с относительно ровным морским краем, расположенные в зоне действия высоких приливов (реки Меконг, Иравади, Шаттэль-Араб, Инд, Ганг, Брахмапутра). За последние 5 тыс. лет эти реки, имеющие очень высокую мутность (от 300 до 13 000 г/м³) и огромный сток взвешенных наносов (от 100 до 1000 млн т/год), сформировали дельтовые равнины площадью от 20 до 80 тыс. км². Действие высоких приливов сказывается здесь на расстоянии 150–600 км от морского края дельты, приливные течения имеют скорости до 3 м/с. Характерная особенность морского края таких дельт — сочетание их относительной выровненности и глубокой изрезанности вследствие образования эстуаровидных расширений русел дельтовых рукавов. Несмотря на значительное волновое воздействие и высокие приливы, эти дельты характеризуются большой скоростью выдвигания (до 25 м/год), чему способствует мангровая растительность, задерживающая тонкодисперсную часть речных наносов.

Таким образом, разрушительная роль морского волнения и вдольбереговых течений проявляется в размыве и переотложении речных отложений. Прекращение или уменьшение поступления речных наносов в береговую зону приводит к существенной перестройке подводного склона и разрушению дельты. Большая емкость потоков вдольбереговых наносов препятствует активному выдвиганию дельты на открытое устьевое взморье или полностью блокирует устье реки и изменяет направление ее стока. Высокая активность приливных течений при небольшом стоке наносов препятствует формированию дельты и придает устью характерный облик эстуарной воронки.

Созидательная роль морских факторов в период стабилизации послеледниковой трансгрессии проявилась в возникновении лиманно-дельтовых и лагунно-дельтовых систем — создании мощных кос, пересыпей и барьерных террасы в подтопленных речных долинах и депрессиях береговой линии. На участках морского побережья, где в настоящее время преобладают процессы поперечного к берегу перемещения наносов, ветровые волны и нагоны возвращают часть вынесенных за пределы устьевого взморья речных наносов, формируя береговые бары, окаймляющие периферию дельт. Совокупное действие речного стока и приливных те-

чений приводит к образованию в устьях своеобразного грядово-линейного аккумулятивного рельефа и широкому развитию приливных равнин.

В.В. Докучаев [1878], одним из первых обративший внимание на зависимость расположения или отсутствия дельт на морском побережье от характера и знака вертикальных тектонических движений, в то же время высказал мысль о том, что они могут только осложнить устьевые процессы, но не являются обязательным условием для образования дельты. В.Г. Рихтер [1960, 1965] образование дельт, их форму и дальнейшее развитие связывал с соотношением между интенсивностью и направленностью новейших тектонических движений и количеством выносимого рекой материала, выделяя два основных типа дельт — на поднимающихся и на опускающихся побережьях.

Если в пределах однотипного по морфологическому строению шельфа (например, арктического) крупные реки (Лена и Енисей, Оленек и Яна, Колыма и Индигирка) формируют устья различного типа, то это свидетельствует о неодинаковом структурно-тектоническом строении территории. Речь идет, таким образом, о *геологическом контроле* основных морфогенетических типов устьев рек [Коротаяев, 1981, 1986, 1991]. Так, в устьях рек, расположенных в зонах устойчивого и длительного прогибания (например, на севере Западной Сибири) с небольшими уклонами в низовьях (0,015–0,055‰), образовались далеко вдающиеся в сушу заливы, имевшие длину от 200 до 1000 км (Колымская, Енисейская, Обская, Печорская губы), и продолжающие их подводные долины до морских глубин 100–200 м, заканчивающиеся в океане глубоководными конусами выноса.

В устьях рек областей развития молодых складчатых сооружений с уклонами в низовьях 0,15–0,9‰ морские трансгрессии плейстоцена имеют ограниченное распространение, длина долинных заливов не превышала 100 км, а в некоторых случаях суженные участки долин прорыва через приморские хребты непосредственно контактируют с дельтой выдвигания на открытом взморье (реки Лена, Оленек, Эбро, Колумбия).

Этим двум основным тектонически обусловленным типам сопряжения реки и моря соответствуют определенные морфогенетические типы речных дельт: первому — дельты выполнения заливов (эстуариев, риас, лиманов), второму — дельты выдвигания на открытом взморье или дельты выполнения устьевых лагун. Геологические условия в их пределах и в области шельфа определяют характер изрезанности береговой линии, уклоны подводного склона, местные особенности колебания уровня моря и через них проявляются в процессах дельтообразования. От условий сопряжения устья реки и моря (залив, лиман, лагуна, открытое взморье), связанных с геологической историей развития региона, во многом зависят морфологический тип устья и слагающие его отложения, общие закономерности их циклического развития, формирование либо как открытых систем дельт выдвигания, либо как закрытых (или полузакрытых) систем дельт выполнения эстуариев, долинных заливов, лиманов и устьевых лагун.

5.2. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ МАСШТАБЫ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В УСТЬЯХ РЕК

Эрозионно-аккумулятивные процессы в устьевых областях рек как подсистемы эрозионно-русловых систем тесно связаны с русловыми процессами на участках рек выше их устьев. Это обусловлено общностью факторов, влияющих на форму, механизмы и характеристики русловых деформаций русла в разных звеньях речной

сети, конечным звеном которых являются русла дельтовых рукавов. Факторы и механизмы эрозионно-аккумулятивных процессов в значительной степени определены линейными размерами устьев рек, их элементов, а также характерным временем их развития, на которые накладывается влияние процессов, связанных с морем. При этом в устьях рек они проявляются в разных пространственных масштабах. В зависимости от них процессы рассматриваются в границах устьевой области или на меньших, входящих в их пределы, пространственных объектах. В пределах устьевой области специфика этих процессов в существенной мере определяется типом устья [Михайлов, 1997]. Наиболее разнообразны эрозионно-аккумулятивные процессы в устьях дельтового и эстуарно-дельтового типа. В дельтовом устье (рис. 5.2) это разнообразие связано с наличием и развитием дельт, активизацией одних и отмиранием других магистральных рукавов, увеличением или уменьшением доли стока воды в отдельных элементах русловой сети. В дельтовых рукавах эрозия и аккумуляция проявляется в форме разрушения и образования пойменных (дельтовых) отложений, повышения или понижения отметок дна. Эти процессы лежат в основе развития (смещения) русловых форм разного размера, перемещения или консервации в толще отложений наносов. Содержание процессов эрозии и аккумуляции для простого и эстуарного устьев отличается формами переноса наносов, местоположением зон их преимущественной аккумуляции, направлениями и интенсивностью перемещения.

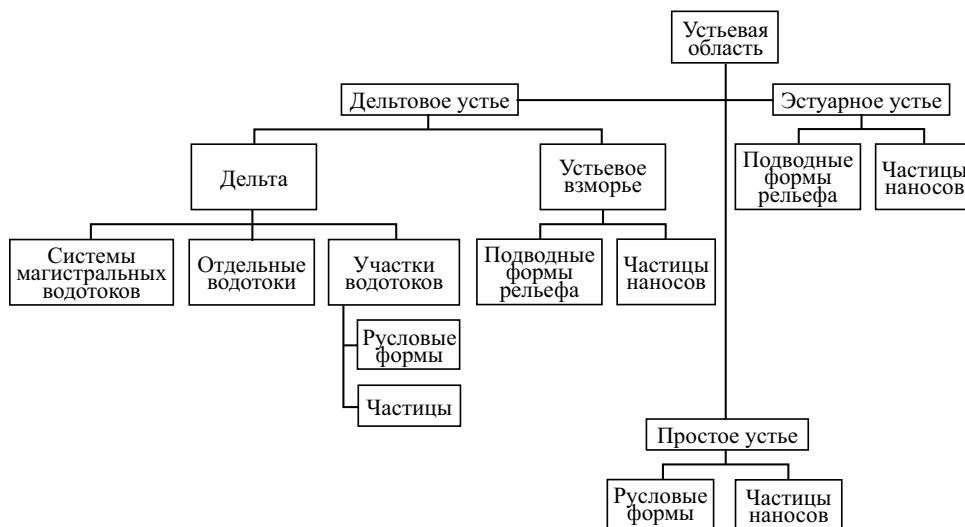


Рис. 5.2. Пространственные масштабы проявления эрозии и аккумуляции в устьевых областях рек эстуарно-дельтового типа

Для каждого пространственного масштаба эрозионно-аккумулятивных процессов характерен определенный набор временных масштабов их проявления (рис. 5.3). Он соответствует процессам, которые прослеживаются в геологических, исторических, многовековых, вековых, многолетних, сезонных, синоптических и гидрофизических масштабах времени. Для каждого временного масштаба эрозионно-аккумулятивных процессов свойственны особые факторы, определяющие их направленность и интенсивность.

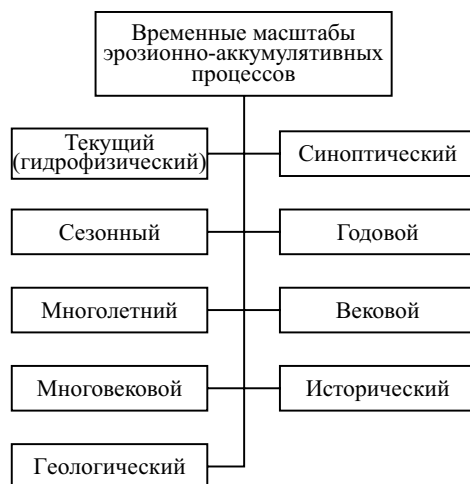


Рис 5.3. Временные масштабы эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек

В геологических масштабах времени изменяются местоположение устьевой области рек и соответственно границы зоны направленной аккумуляции речных наносов. В зависимости от конкретных природных условий эта зона может оказаться ближе или дальше от истока рек. Изменение границ расположения устьевых областей рек происходит в основном под влиянием регрессий и трансгрессий Мирового океана или внутриконтинентальных водоемов [Свиточ, Бадюкова, 2002; Kroonenberg et al., 1997]. При этом формируются субаэральные или подводные аккумулятивные образования [Эстуарно-дельтовые..., 2007], в пределах которых доминирует процесс накопления речных наносов. Эрозионные процессы в этих масштабах времени имеют подчиненное значение, их локализация маркируется линейными эрозионными формами и особым типом отложений [Алексеевский и др., 1997].

Исторический масштаб времени развития эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек соответствует их эволюции при относительно стабильном положении вершины устьевой области. Аккумуляция наносов обуславливает формирование подводного аккумулятивного образования (простое, эстуарное устье), выдвигание морского края дельты и увеличение объема дельтовых отложений (эстуарно-дельтовое и дельтовое устье). На определенных исторических этапах развития дельты могут подвергаться абразии [Михайлов, 1997; Эстуарно-дельтовые системы..., 2007].

Для устьев рек характерно неравномерное выдвигание участков морского края дельт, активизация или отмирание магистральных дельтовых рукавов [Байдин, 1971; Михайлов, 1971]. В активизирующихся рукавах постепенно увеличивается доля общего стока реки, что невозможно без преобладания процессов размыва дельтовых отложений. Наоборот, в отмирающих системах доминируют процессы аккумуляции, накопления отложений в руслах дельтовых рукавов, что уменьшает их пропускную способность.

Наиболее характерная особенность вековых процессов аккумуляции наносов и размыва дельтовых отложений — устьевое удлинение отдельных дельтовых водотоков. В зависимости от речных и морских условий аккумуляция наносов ниже устьевого створа обеспечивается большая или меньшая скорость выдвигания отдельных дельтовых водотоков [Байдин, 1971; Михайлов, Рогов и др., 1977].

Многолетние проявления эрозионно-аккумулятивных процессов наиболее рельефно прослеживаются в отдельных дельтовых рукавах. Процессы размыва дельтовых отложений и аккумуляции речных наносов проявляются в различной форме: локальных деформациях продольного профиля дна (рис. 5.4), эволюции излучин, активизации или заилении рукавов, смещении макроформ руслового рельефа [Михайлов и др., 1977; Полонский и др., 1992; Русловые процессы в дельте..., 1997; Сидорчук, 1992; Гидрология устьев..., 1993]. На устьевом взморье в таких масштабах времени эволюционируют устьевые бары. Закономерности эрозионно-аккумулятивных процессов складываются под влиянием межгодовой изменчивости факторов, влияющих на поступление наносов в устьевые области, их трансформацию в системах дельтовых водотоков, аккумуляцию минеральных частиц в пределах устьевого взморья. Скорость выдвигания устьевых баров зависит от годового поступления наносов в зону их формирования, типа устьевого взморья и энергии морского волнения [Михайлов, Рогов и др., 1977; Полонский и др., 1992]. Для перекатов в дельтовых рукавах характерна годовая и межгодовая изменчивость объемов отложений, определяемая как общими закономерностями их многолетнего режима, так и влиянием подпора и спада уровней, особенно в маловодную фазу режима, вследствие нагонов/сгонов или приливов/отливов. Направленность и интенсивность изменения отметок дна в створах расположения гидрологических постов прослеживается в трансформации кривых связей расходов воды и уровней $H = f(Q)$ за разные годы [Байдин, Скриптунов и др., 1971; Беляев, 1963].

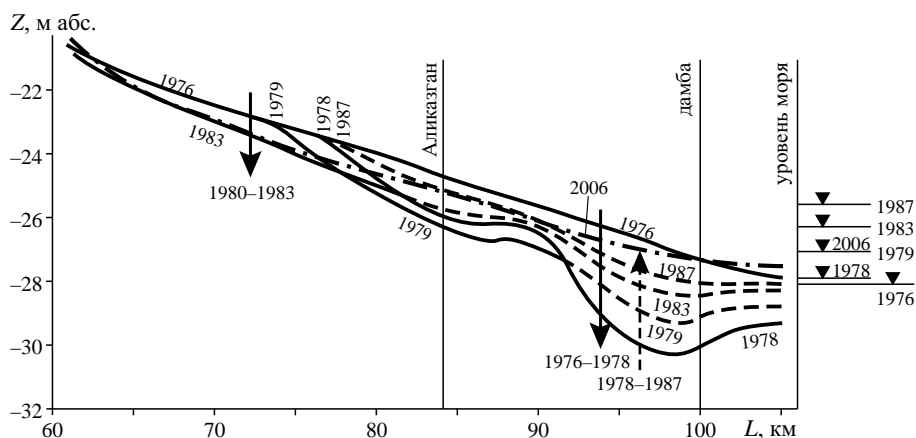


Рис. 5.4. Деформации продольного профиля дна в нижней части устьевых участков Терека [Алексеевский и др., 2007; Гидрология..., 1993].

Сезонные процессы эрозии и аккумуляции характерны для ограниченных по площади или длине участков дельтовых водотоков. Их особенности характеризует сопоставление результатов промерных работ за смежные интервалы времени, позволяющее оценить расположение и объемы накопления наносов в пределах участков устьевого взморья, устьевых баров или перекатов в руслах дельтовых рукавов [Бабич, Коротаев и др., 2001; Долженко, 2005] за многоводную фазу водного режима. Сезонные особенности направленности и интенсивности этих процессов иллюстрируют данные эпизодического мониторинга изменений мутности воды,

анализа результирующей баланса наносов за соответствующие интервалы времени и для участков рукавов в дельтах рек [Большаинов и др., 2004; Гидрология..., 1993; Иванов и др., 1983; Коротаев и др., 1990; Федорова, Большаинов и др. 2009]. Важной составляющей сезонных эрозионно-аккумулятивных процессов является смещение макро- и мезоформ руслового рельефа, интегрально учитывающее изменение во времени расположения зон преимущественного размыва и накопления русловых отложений.

В синоптических масштабах времени соотношение процессов эрозии и аккумуляции анализируется в локальных створах дельтовых рукавов. На основе анализа данных устанавливаются периоды увеличения и уменьшения мутности, причины ее изменений. Зависимости между мутностью и расходами воды определяют характерный тип массообмена между потоком и русловыми отложениями [Сидорчук, 1981; Азимов и др., 1986; Гидрология..., 1993; Русловые процессы в дельте..., 1997]. Исследование динамики микроформ руслового рельефа позволяет оценить скорость их смещения вдоль потока. С учетом уравнения деформаций это позволяет устанавливать соответствие между пространственным изменением расхода влекомых наносов и изменением во времени объема отложений в активном слое русла.

Гидрофизические аспекты эрозии и аккумуляции в устьях рек отражают локальные особенности генерации турбулентных вихревых образований, влияющих

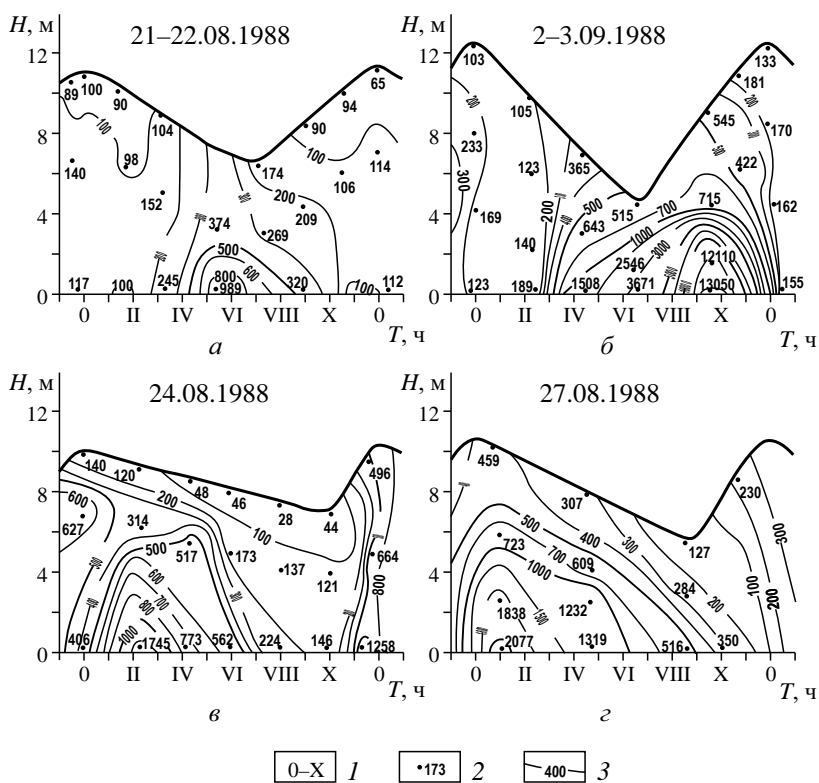


Рис. 5.5. Изменение мутности воды по глубине эстуария р. Мезени в районе д. Семжи и п. Каменки за приливный цикл в квадратуру (а, в) и сизигию (б, г) в августе-сентябре 1988 г. [Полонский и др., 1992]; 1—0—X — часы водного времени; 2 — мутность воды, г/м³; 3 — изолинии мутности

на содержание в воде наносов. Это приводит к быстрому изменению мутности в разных точках поперечного сечения водного потока [Гидрология..., 1993; Водные пути..., 1995; Алексеевский, 1998]. Соотношение процессов осаждения наносов и их взвешивания определяет характер вертикального распределения мутности на отдельных вертикалях дельтового водотока (рис. 5.5), влияния частиц разного размера на изменение мутности в каждой данной точке потока. Поведение влекомых частиц в гидрофизических масштабах времени соответствует локальным условиям их гидравлической стабильности, перекачивания, скольжения или сальтации, развитию микроформ руслового рельефа [Сидорчук, 1992].

Пространственные и временные масштабы эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек создают их исключительно сложное сочетание в данном месте и в данное время. Это затрудняет выбор адекватных методов их изучения. Одновременно утрачивается однозначность закономерностей эрозионно-аккумулятивных процессов в определенных условиях. Решение данной проблемы основывается на выявлении характерного времени проявления конкретных видов эрозии и аккумуляции. Это время соответствует минимальному периоду запаздывания четко выраженной реакции процессов на внешнее воздействие факторов [Алексеевский, 1998; Беркович, 2001; Торнес, Брундсен, 1981]. Период времени, разделяющий момент воздействия фактора и реакцию системы на это воздействие, численно равен времени релаксации T_p (табл. 5.2). При $T_{p1} \geq T \geq T_{p2}$, где T_{p1} и T_{p2} — характерное время эрозионно-аккумулятивных процессов в сравниваемых условиях, их закономерности будут отличаться от закономерностей процессов, для которых время релаксации $T_p = T$. Это время зависит от величины характерной скорости V_R и изменения состояния линейных размеров системы L , поскольку скорость

$$V_R = L/T_p. \quad (5.1)$$

Таблица 5.2

Характерные пространственные и временные масштабы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в устьевой области Волги

Масштабы развития эрозионно-аккумулятивных процессов	Характеристики процессов		
	Линейный размер, L км	Скорость изменения состояния, V_R , км/год	Время изменения состояния, лет
Устьевая область реки	140	0,04 ⁺	3500
Сегмент дельты	50	0,22	226 ⁺
Часть сегмента дельты с русловой сетью магистрального рукава	22	0,18 ⁺	118
Макроформа руслового рельефа	3,0	0,3	10 ⁺
Микроформа руслового рельефа	0,05	0,73	0,07 ⁺
Объем воды в локальном створе реки	0,600	30 ⁺	0,02
Часть объема воды в локальном створе	0,005	2000	0,0000025

* Знак (+) отвечает расчетным значениям.

Для современных устьевых областей и геологических масштабов время релаксации T_p численно равно продолжительности формирования устьевых областей, т.е. приблизительно 3–4 тыс. лет [Эстуарно-дельтовые..., 2007]. В дельте Волги (при расстоянии от вершины устьевой области до морского края дельты 125–150 км [Михайлов, 1997]) характерная скорость изменения эрозионно-аккумулятивных процессов в соответствии с (5.1) составляет 0,04 км/год. Для развития отдельного сегмента дельты эта скорость существенно больше. Если принять в качестве характерной длины этого сегмента $L = 50$ км (треть длины наиболее выдвинутого участка морского края дельты Волги) и использовать известную величину средней скорости выдвижения дельты после 1817 г. ($V_R = 0,226$ км/год [Алексеевский и др., 1997]), $T_p = 226$ лет. Это время достаточно хорошо согласуется с временем стабильного состояния русловой сети в дельте Волги [Байдин, 1971].

Для части сегмента дельты, соответствующего расположению и развитию русловой сети одного из ее магистральных рукавов, величина $T_p = 118$ годам (1817–1935 гг.). При среднем выдвижении морского края дельты за это время $L = 22$ км получается, что характерные эрозионно-аккумулятивные процессы для данного пространственно-временного масштаба их усреднения имеют интенсивность около 0,18 км/год. Более быстрые процессы эрозии и аккумуляции для такого масштаба процессов оказываются «затушеванными» на фоне более медленных процессов, а влияние существенно более медленных явлений еще не успевает приобрести соответствующее морфологическое выражение.

Рассредоточение речного стока по дельтовым рукавам приводит к сложным изменениям форм проявления и темпов эрозионно-аккумулятивных процессов. В частности, это относится к участкам развития тех или иных морфодинамических типов русла. Характерное для дельты Волги постепенное уменьшение доли разветвленных и меандрирующих участков дельтовых рукавов и возрастание доли относительно прямолинейных русел по мере приближения к морскому краю дельты позволяет говорить лишь о наличии закономерного изменения соотношения между процессами аккумуляции и эрозии в условиях последовательной бифуркации русел дельтовых рукавов. Более определенны закономерности этих процессов на участках расположения макроформ руслового рельефа — перекатах. При средней их длине в рукавах верхней части дельты $L = 3$ км и средней скорости смещения не более 0,3 км/год характерное время реакции этого типа подвижных гряд на изменение соотношения между процессами эрозии и аккумуляции в соответствии с (5.1) составляет $T_p = 10$ лет. Для микроформ руслового рельефа ($L = 0,05$ км) и скорости смещения гряд этого типа около 2 м/сут их смещение на свою длину вследствие совместного влияния процессов эрозии и аккумуляции происходит примерно за 25 дней (или 0,07 года).

При естественном водном режиме изменения расходов воды в синоптических масштабах времени ($T_p = 8$ сут) сопровождаются сменой преобладания эрозионной направленности на аккумулятивную. Скорость этого процесса по длине главных рукавов Волги составляла 17,5 км/сут. В условиях регулирования стока такая же интенсивность этих процессов соответствует прохождению по реке волн попусков. Поскольку их продолжительность в среднем больше по сравнению с продолжительностью синоптических событий. Это может означать снижение интенсивности процессов эрозии и аккумуляции в рукавах дельты реки для данного временного масштаба трансформации их характеристик под влиянием внешних факторов.

Исключительно быстры изменения в соотношении поступления и удаления наносов под влиянием генерации турбулентных вихрей. Для локальных створов крупных магистральных рукавов в дельте Волги (характерный масштаб длины $L = h = 0,005$ км, где h — глубина вертикали) период последовательного прохождения наиболее крупных турбулентных вихревых образований (глобальных масштабов турбулентности) зависит от соотношения этой глубины и скорости воды на вертикали. Величина этого периода в первом приближении равна 80 с ($2,5 \cdot 10^{-6}$ лет). Отсюда следует, что явления увеличения или уменьшения содержания минеральных частиц в воде, связанные с генерацией турбулентных вихрей, соответствуют интенсивности процесса 0,06 м/с (214 м/ч).

Таким образом, можно констатировать существование в устьевых областях рек большого числа уровней проявления эрозионно-аккумулятивных процессов, развитие которых происходит в разных масштабах пространства и времени. В зависимости от сочетания этих масштабов изменяются факторы, влияющие на устьевые процессы, а также характерные механизмы этих процессов. При формализации указанных механизмов большое значение имеет учет уравнения (5.1), связывающего характерные значения длины, скорости и времени релаксации процессов к значимым изменениям определяющих факторов.

5.3. СТРУКТУРА ДЕЛЬТОВЫХ РАЗВЕТВЛЕНИЙ

В дельтовых разветвлениях рек происходит последовательное уменьшение водоносности рукавов Q_i по сравнению с расходом воды выше вершины дельты $Q_{\text{вх}}$, поскольку

$$Q_{\text{вх}} = \sum_{i=1}^M Q_i, \quad (5.2)$$

где M — число водотоков, пересекаемых условной плоскостью через дельту.

Чем больше число рукавов K_a представлено в структуре дельтовых разветвлений, тем больше указанные отличия в их водоносности, сильнее проявляются процессы рассредоточения стока (бифуркации русла) в пределах дельты длиной l .

Структура устьевых областей рек зависит от их типа. В случае простого и эстуарного типа устьевых областей речные воды поступают в приемный водоем через устьевой створ неразветвленной реки (единым потоком) [Михайлов, 1997]. При эстуарно-дельтовом или дельтовом типах устьевой области река перед впадением в море делится или на небольшое число относительно коротких дельтовых рукавов, или на системы рукавов значительной длины. В русловую сеть дельт могут входить природные и искусственные объекты (каналы). Если число этих объектов S_m находится в пределах $1 < S_m < 5$, дельта называется малорукавной, при $S_m \geq 5$ она относится к многорукавным дельтам [Михайлов, 1997, 1998].

Различают транзитные и внутридельтовые рукава [Михайлов и др., 1986]. К транзитным относятся дельтовые рукава, по которым речной поток проходит от вершины к морскому краю дельты. Самый многоводный рукав считается главным рукавом дельты. Остальные рукава в разных дельтах часто имеют местные названия (протока, шар, гирло). Перераспределение стока воды в поперечном направлении осуществляют внутридельтовые рукава, соединяющие смежные дельтовые рукава, рукава и дельтовые водоемы [Михайлов и др., 1986].

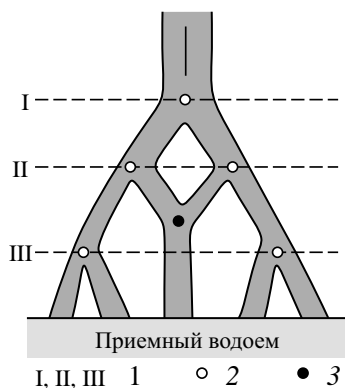


Рис. 5.6. Схема бифуркации русла в устьях рек дельтового типа:
1 — уровни бифуркации; 2 — узлы разветвлений; 3 — узлы слияния рукавов

Главной особенностью русловой сети устьевых областей является бифуркация — последовательное дробление главного русла реки на дельтовые рукава (рис. 5.6). В каждом узле разветвления русла подводящий рукав (в вершине дельты — русло реки на придельтовом участке) делится, как правило, на два смежных рукава. Если они одинаковы по водоносности, разветвление рукава называют делением. Последовательность таких делений определяет уровни бифуркации. Если водоносность рукава не превышает 10% расхода основного рукава, в узле разветвления происходит отделение бокового рукава (аналог ответвлений у разветвленных русел, создающих пойменную многорукавность). В русловой сети дельт может происходить и соединение рукавов. Если соединяются близкие по водности многоводные рукава, говорят об их слиянии, в противном случае — о впадении бокового рукава [Михайлов и др., 1986]. Последовательное разветвление русла на все более мелкие элементы приводит к возникновению русловой сети дельты, в которой представлено некоторое число рукавов K_a . Оно зависит от водоносности реки Q_0 и ее главных рукавов Q_j . В дельте Волги, например, эти факторы определяют изменение числа рукавов, образующих общую и частные системы разветвлений (табл. 5.3), поэтому

$$K_{aj} = 0,064Q_j. \quad (5.3)$$

Каждый из рукавов дельты может формировать собственную (частную) систему более мелких элементов русловой сети дельты или оставаться неразветвленным до впадения в приемный водоем. Доминирующим процессом является возникновение многочисленных узлов деления и отделения русел от наиболее многоводных дельтовых рукавов. Их число K_d зависит от количества водотоков, образующих русловую сеть дельт. При «идеальной» схеме последовательного дробления русла от вершины к морскому краю дельты величина K_d является аналитической функцией от значения K_a [Алексеевский, Соколова, 1999]:

$$K_d = (K_a - 1)/2. \quad (5.4)$$

Чаще всего такие узлы образуют три элемента русловой сети (рис. 5.7). Возможно деление подводящего рукава и на большее число элементов русловой сети. Этот процесс может сменяться процессами соединения (слияния, впадения) крупных или небольших рукавов. В этом случае два или большее число рукавов

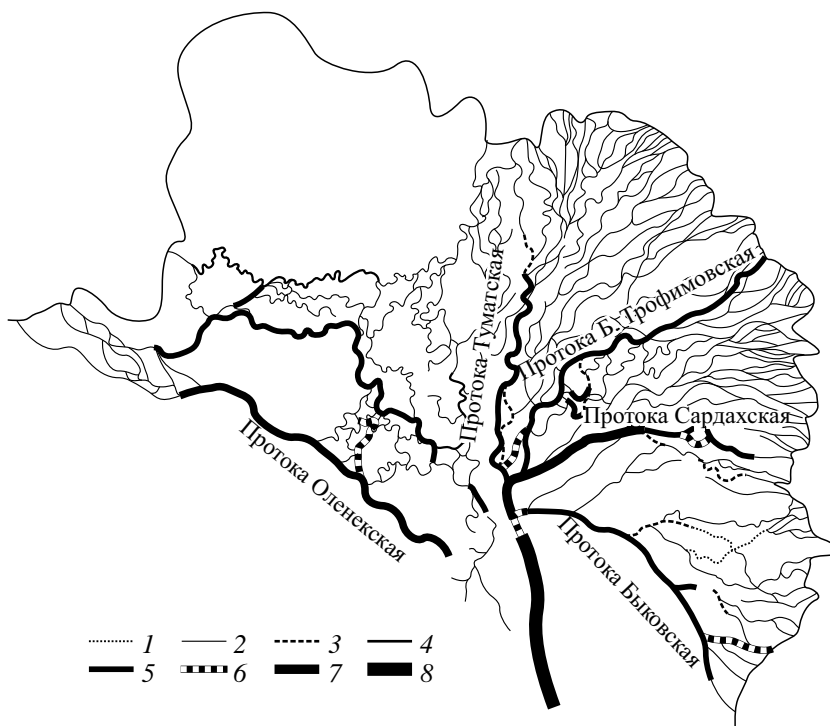


Рис. 5.7. Изменение условных порядков (1 — 12; 2 — 13; 3 — 14; 4 — 15; 5 — 16; 6 — 17; 7 — 18; 8 — 19) дельтовых рукавов в устьевой области Лены

образует выводящий элемент таких узлов. Характерной чертой русловой сети дельт является преобладание числа узлов деления русла K_d по сравнению с количеством узлов соединения дельтовых рукавов K_c . Оно возрастает с увеличением водоносности реки в вершине дельты или в истоках ее главных рукавов. В дельте Волги число узлов деления русел на рукава

$$K_{dj} = 0,0264 Q_{0j}. \quad (5.5)$$

Таблица 5.3

Сравнение теоретических и фактических (индекс «ф») характеристик структуры русловой сети в дельте Волги

Система рукавов	Средний многолетний расход воды в истоке рукава (в вершине дельты), м ³ /с	K_a	K_d по (5.4)	$K_{дф}$	Y по (5.6)	Y_f
Волга	7700	500	250	210	8,0	13
Бузан	2700	217	108	82	6,8	12
Болда	370	80	40	34	5,4	8
Камызяк	1170	59	29	23	4,9	11
Старая Волга	800	78	39	36	5,3	10
Бахтемир	2450	66	33	27	5,1	10

Из соотношения (5.4) следует, что в «идеальной» структуре русловой сети дельты теоретическое число узлов разделения рукавов не превышает 50% от общего их числа, образующего эту структуру. Однако теоретические значения характеристик структуры дельтовых разветвлений могут существенно отличаться от фактических (см. табл. 5.3). Например, фактическая величина K_d для разных направлений стока в дельте Волги изменяется в диапазоне 30÷250, а ее теоретические значения — от 23 до 210. Их меньшие величины обусловлены наличием большого числа узлов слияния рукавов дельты. В дельте Лены, наоборот, фактическое число узлов деления русла (231) значительно меньше теоретического значения (356).

Последовательное разветвление главного русла на рукава, а затем возникающих рукавов происходит на возрастающем расстоянии от вершины дельты. Если вершины узлов последовательного ($Y = 1, 2, \dots, T$) деления русла по каждому из главных направлений рассредоточения стока соединить линиями, то они будут соответствовать изолиниям «глубины» бифуркации русловой сети дельты Y . Чем больше величина Y , тем сильнее выражено рассредоточение стока в пространстве дельтовой равнины. Из структурного анализа следует, что «глубина» бифуркации связана с общим числом узлов деления русла K_d в дельте реки. При «идеальной» структуре дельтовых водотоков между этими переменными существует соответствие

$$Y = \log_2 (K_d + 1). \quad (5.6)$$

«Глубина» разветвления русла Y зависит от местных условий (уклоны приморской равнины, наличие многолетней мерзлоты, мощные и частые нагоны и т.п.). В дельте Волги фактическое значение Y колеблется по разным направлениям стока от 8 до 13 (см. табл. 5.3). Теоретические же величины Y изменяются от 5 до 8. Подобное несоответствие обусловлено исключительно малыми уклонами Прикаспийской низменности. Величина Y зависит от водоносности Q_0 Волги и ее главных дельтовых рукавов:

$$Y_j = 3,7Q_0^{0,34}. \quad (5.7)$$

Для более крупной дельты Лены величина Y равна 8–9. В этой дельте формируется аномально большое число узлов слияния рукавов ($K_c = 121$).

Набор рассмотренных характеристик структуры дельтовых рукавов дополняют сведения об их условных порядках. Они определяются по алгоритму, рассмотренному выше применительно к русловым разветвлениям. В данном случае также принимается гипотеза о равенстве условного порядка рукава N_y в дельте и порядка реки $N_{ш}$, если одинакова их водоносность. При отсутствии данных о расходах воды в рукавах разветвлений для их оценки можно использовать зависимости между межрусловой шириной русел рукавов b_i и характерными расходами воды Q_{0i} для решения обратной задачи и получения искомым значений Q_{0i} , а затем и $N_{ш,y,i}$. Для рукавов дельты Лены, например, зависимость между этими переменными имеет вид $b_i = 19,7Q_{0i}^{0,5}$ [Коротаев, Михайлов и др., 1990]. Полученные с учетом этой зависимости условные порядки дельтовых водотоков в устьевой области Лены характеризуют закономерное уменьшение элементов русловой сети дельты от ее вершины к морскому краю (см. рис. 5.7).

Структура русловых сетей в дельтах рек подобна, если для них одинакова величина критерия подобия разветвлений дельтовых рукавов ΔN_1 . Анализ данных по устьевой области Лены показал, что для систем Быковской, Оленекской, Трофимовской, Туматской и Сардахской проток его величина соответственно равна

0,33, 0,05, 0,43, 0,41 и 0,45. Это означает, что наибольшее рассредоточение ленского стока происходит по направлению Сардахской протоки. Оно выражено в минимальной степени по длине Оленекской системы дельтовых рукавов.

Структура русловой сети дельт в максимальной степени зависит от влияния речных факторов. Эта зависимость сложно связана с числом рукавов в дельтах, величинами Q_0 и s_0 , где s_0 — средняя многолетняя мутность воды [Алексеевский, Айбулатов, 2003]. Наиболее вероятно формирование простых устьев рек при $Q_0 < 20 \text{ м}^3/\text{с}$ (величина средней многолетней мутности воды может при этом изменяться в широком диапазоне значений — от 0,01 до 7,56 кг/м³). Многорукавные системы образуются в основном при $Q_0 \geq 200 \text{ м}^3/\text{с}$ (мутность речных вод не превышает 0,5 кг/м³). При $1,5 < s_0 < 2,3 \text{ кг/м}^3$ (Q_0 находится в пределах от 1 до 560 м³/с) формируются в основном малорукавные дельты. Однако даже при $s_0 \geq 10,0 \text{ кг/м}^3$ в структуре русловой сети может быть два и более дельтовых рукавов.

Системы русловых разветвлений в дельтах изменяются во времени. Они могут упрощаться до предела или достигать максимальной сложности, что соответствует разным этапам формирования наложенных дельт [Байдин, 1971]. Интенсивность этого процесса определена водоносностью рек Q_0 и мутностью речных вод s_0 . Они определяют характерное время T , за которое в дельте последовательно осуществляется переход от неразветвленного русла к малорукавной или многорукавной системе рукавов и повторной концентрации стока в едином неразветвленном русле. Это время является нелинейной функцией мутности речных вод [Алексеевский, Айбулатов, 2003]. Чем больше величина s_0 , тем короче цикл изменения структуры дельтовых рукавов. Такая зависимость обусловлена большей разностью между мутностью воды и транспортирующей способностью потока в устьях рек с повышенным стоком наносов, соответствующим увеличению скорости накопления отложений и уменьшению пропускной способности рукавов, повышением вероятности перераспределения стока в пределах дельты во время половодья или мощных паводков. При $s_0 \geq 6,5 \text{ кг/м}^3$ величина $T \leq 10$ лет. В дельте Терека ($s_0 = 1,83 \text{ кг/м}^3$) периодическая перестройка сети наблюдалась каждые 60–80 лет [Байдин, 1971]. В дельтах крупных рек с большим числом естественных русел и малым стоком наносов характерному времени T отвечает стабильность распределения стока воды по русловой сети. По истечении этого периода она утрачивается и возникает новое основное направление стока в устье реки. В дельте Волги, например, $T \geq 200$ лет [Байдин, 1971; Алексеевский, Айбулатов, 2003]. Обобщение данных об изменчивости этого характерного времени показывает, что $T \sim 1/Q_0$. Эта зависимость выражена слабее при малой ($s_0 \leq 0,1 \text{ кг/м}^3$) и большой ($s_0 \geq 6,5 \text{ кг/м}^3$) мутности речных вод. В последнем случае она сочетается с относительно малой водоносностью рек.

В большинстве случаев неразветвленное русло или рукава в дельте отклоняются от генерального направления реки выше устьевой области на некоторый угол α . Для узлов разветвления рукавов дельты, находящиеся в относительно устойчивом состоянии, справедливы гидролого-морфологические зависимости, полученные для дельтовых рукавов, а также соотношения углов ответвления и радиусов изгиба русла от соотношения расходов бокового и главного рукавов [Михайлов, Рогов и др., 1977]. Для всех бесприливных устьев рек угол $\alpha \neq 0$. Его величина изменяется от 5 до 70°. Однако анализ влияния величин Q_0 и s_0 на α четкой зависимости не обнаруживает: она носит характер тенденции. Чем больше водоносность реки и меньше мутность воды, тем слабее выражено отклонение водных потоков от ге-

нерального направления реки в ее низовьях на придельтовом участке. В среднем для рек, впадающих в Каспийское море, угол $\alpha = 30^\circ$ (при $Q_0 \geq 15 \text{ м}^3/\text{с}$).

Структура дельтовых разветвлений отражает длительное приспособление системы поток — русло к поступающим на участок реки потокам вещества и энергии. Чем короче интервалы времени, тем более существенное воздействие она оказывает на трансформацию стока воды, наносов, а также на гидравлические характеристики потоков.

5.4. ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В УСТЬЯХ РЕК

Одним из ведущих устьевых эрозионно-аккумулятивных процессов является *формирование дельты*, связанное прежде всего с аккумуляцией наносов, накоплением толщи речных отложений, появлением аллювиально-дельтовых образований и гидрографической сети в устье реки. Однако дельтообразование — не обязательный признак устьевой подсистемы, а результат определенных условий, возникающих в зоне взаимодействия реки и моря. Процесс аккумуляции речных и частично морских наносов ведет к образованию первичного аккумулятивного тела — устьевого подводного конуса выноса (устьевого бара). Этот процесс подготавливает формирование дельты, составляя начальный этап дельтообразования. Дельтообразовательный процесс заключается в вертикальном и горизонтальном росте дельты, обусловленным разнонаправленными русловыми деформациями, устьевым удлинением, формированием и развитием бара. Таким образом, *дельта* представляет собой комплекс субэзральных и субаквальных аллювиальных и прибрежно-морских аккумулятивных форм рельефа, слагающих их отложений и систему взаимосвязанных рукавов с общим узлом разветвления (вершиной дельты), сформированных за определенный исторический интервал времени в пределах устьевого конуса выноса реки. Дельта включает в себя район распространения субаквальных аккумулятивных образований — *устьевых баров*, образующих подводную часть устьевого конуса выноса реки.

Современные дельты рек по характеру ведущих факторов и процессов условно разделяются на две части: 1) область первичнодельтового рельефа (приморская зона дельты), в которой развиты современные дельтовые разветвления, имеющие возраст островов не более 600–1000 лет, формируется устьевое взморье с устьевыми и береговыми барами, приливо-отливными грядами и русловыми бороздинами. Здесь устьевые эрозионно-аккумулятивные процессы определяются сложным взаимодействием речного потока, приливо-отливных и сгонно-нагонных явлений, вдольбереговых течений и ветрового волнения. Протяженность этой области от нижней границы устьевой области больших рек обычно составляет не более 20–50 км; 2) область вторичнодельтового рельефа, возникшая в результате переработки массивов дельтовой поймы, возраст которой составляет 4,5–1,5 тыс. лет. Процессы формирования русел дельтовых рукавов определяются в основном изменчивостью речного стока и ландшафтно-климатическими особенностями региона, особенно вне зоны постоянного воздействия морских факторов [Коротаев, 1985]. Как правило, эта область занимает привершинную часть дельты и распространяется в сторону моря до верхней границы систематических нагонов (приливов).

Начальной формой проявления процессов дельтообразования являются отложения речных наносов и формирование устьевого бара. Физическая основа этого

процесса заключается в снижении в сторону моря транспортирующей способности речного потока [Михайлов, 1971; Михайлов и др., 1986; Полонский и др., 1992]. Формирование дельты начинается от выхода на поверхность барового осередка или устьевых кос. Этот процесс для рек с мутностью вод не более 100 г/м^3 достаточно длительный во времени. Например, в районе устьевых баров рек севера Сибири за последние 100 лет не отмечено появления новых дельтовых островов.

Морфология и динамика устьевых баров очень разнообразны и зависят от морфологических и морфометрических характеристик русла, величины стока наносов, рельефа дна устьевого взморья, энергии волнения, мощности и емкости вдольбереговых потоков морских наносов, скорости дрейфовых течений и солености вод приемного водоема. Однако всегда можно выделить наиболее характерные морфологические элементы устьевого бара: устьевые косы, гребень бара с баровой отмелью или осередком и баровую бороздину. Между гидрологическими характеристиками дельтового потока и устьевого бара существуют определенные зависимости [Михайлов, Полонский, 1975; Полонский, 1979]:

$$L_6 = K_L Q^{0,47} s^{-0,56}; \quad (5.8a)$$

$$h_6 = K_h Q^{0,36} s^{-0,15}, \quad (5.8б)$$

где L_6 — длина бара; h_6 — глубина на его гребне; Q и s — расход и мутность воды рукава.

Для баров, формирующихся при доминирующем влиянии речных факторов, наиболее характерным показателем является их длина. В устье Енисея, например, гребень бара выдвинут в залив на 200 км от морского края дельты; бар пересекает глубокая баровая бороздина, концентрирующая практически весь речной сток. Значительные линейные размеры имеют устьевые бары, формирующиеся на отмеле взморья без ясно выраженного свала глубин, особенно при поступлении большого количества наносов. Например, в устье протоки Средней дельты р. Индигирки, выносящей ежегодно от 2,5 до 7,2 млн т взвешенных наносов, образовался устьевой бар длиной 25 км.

На открытых приглубых взморьях при заметном влиянии морских факторов дельтовые рукава формируют небольшие (длиной до 3 км) и очень динамичные устьевые бары, имеющие форму идеального конуса, с баровым осередком и несколькими ложбинами стока (реки Дунай, Даугава). Пределом выдвижения подводного конуса выноса речных наносов является свал глубин, где дальнейшее продвижение устьевого бара сдерживается вдольбереговыми течениями и ветровым волнением.

Еще одна специфика дельтообразования связана с *устьевым удлинением русла*. Этот процесс, при котором происходит активное увеличение длины русла при его выдвижении в приемный водоем, описывается эмпирической формулой

$$\Delta L = \frac{(R - R_m)\Delta t}{\rho_n} - l_{рук} \Delta \omega, \quad (5.9)$$

$$h_{взм} (kb_y + b_{взм} \text{ctg}\alpha) - b_y h_y,$$

где ΔL — величина активного устьевого удлинения; R — расход наносов в истоке рукава; R_m — расход наносов, уходящих на взморье за пределы участка активного выдвижения русла; Δt — интервал времени; ρ_n — плотность отложений; $l_{рук}$ — начальная длина рукава; $\Delta \omega$ — изменение площади сечения рукава за время

Δt вследствие эрозии или аккумуляции (\pm); $h_{\text{взм}}$ — глубина взморья на внешней границе морского склона бара; α — средний угол откоса морского склона бара; b_y, h_y — начальная ширина и средняя глубина русла в устьевом створе; k — эмпирический коэффициент между шириной русла и шириной зоны отложений ($k \approx 3+5$) [Михайлов, 1971].

Пассивное устьевое удлинение рек с малым количеством наносов, отмелым устьевым взморьем и быстро падающим уровнем в чистом виде может быть оценено по формуле

$$\Delta L_{\text{пас}} = \frac{\Delta H_{\text{м}}}{i_{\text{взм}}}, \quad (5.10)$$

где $\Delta H_{\text{м}}$ — величина снижения уровня моря; $i_{\text{взм}}$ — уклон дна взморья.

Фактическое устьевое удлинение в дельтах рек с большим стоком наносов (Хуанхэ, Амударья, Терек, Сулак, Кура) может достигать нескольких километров в год. Такое русло в устьевой области постоянно поднимается над окружающей местностью, что создает предпосылки для прорыва вод по более короткому пути и возникновению новых рукавов. Если прорыв произошел вблизи моря, то начинается цикл образования *причлененной* частной дельты на периферии существующей дельты. Если прорыв произошел вдали от моря в сторону пониженных частей дельты, формируется *наложенная* дельта на поверхности существующей дельты. Причины и механизм возникновения таких дельт в целом похожи: прорывы происходят в гидравлически наиболее выгодном направлении (в сторону повышенных уклонов), наблюдается заполнение наносами остаточных емкостей в пределах существующей дельты.

В устьях рек преобладают направленные русловые деформации, связанные с систематической аккумуляцией наносов [Михайлов, 1971; Михайлов и др., 1977; Михайлов и др., 1986]. Они по-разному проявляются в дельтовых рукавах в зависимости от морфогенетического типа дельты, гидролого-морфометрических характеристик дельтовых рукавов, распределения стока воды и наносов по рукавам дельты, изменения общего базиса эрозии при многолетних и вековых колебаниях уровня приемного водоема.

Особенности русловых процессов в дельтах обусловлены: 1) делением основного русла реки на рукава и протоки; 2) распластыванием волны половодья; 3) распределением стока воды и наносов по дельтовым рукавам; 4) взаимодействием морских и речных факторов, проявляющихся в виде гашения энергии длинных волн (приливов, нагонов) и изменения режимных характеристик стока вследствие подпора потока (или спада во время сгонов и отливов). В результате перехода от сосредоточенного потока в русле выше вершины дельты к распределению стока воды и наносов по системе дельтовых рукавов, самостоятельно впадающих в море и имеющих различные морфометрические характеристики и шероховатость дна, в дельте происходят направленные русловые деформации, связанные с последовательным снижением вниз по течению транспортирующей способности потока, активизацией крупных рукавов и заилением и отмиранием малых боковых рукавов, а также с устьевым удлинением русел рукавов. Дельта, таким образом, представляет собой рассеивающую систему с наиболее характерными процессами аккумуляции наносов и формированием аллювиально-дельтовой равнины.

Направленные русловые деформации свойственны всем стадиям развития рукавов дельты (зарождения, активного развития, отмирания). Они проявляются

в несоответствии фактических и устойчивых значений их гидролого-морфометрических характеристик и в нарушении баланса между фактическим расходом наносов (W_{R+G}), поступающих на данный участок русла, и транспортирующей способностью потока ($W_{тр}$). При условии $W_{R+G} = W_{тр}$ русло дельтового рукава находится в динамически устойчивом состоянии; при $W_{R+G} > W_{тр}$ происходит аккумуляция наносов; при $W_{R+G} < W_{тр}$ — размыв русла.

Нарушение относительно устойчивого состояния русла (в дельтах рек в полном смысле «устойчивых» водотоков практически не бывает) вызывает вертикальные русловые деформации (размыв и заиление). Причины такого нарушения и последующих направленных русловых деформаций в устьях рек связаны как с изменением внешних гидрологических факторов на верхней границе устьевой области (руслоформирующих расходов воды Q_ϕ и мутности потока s) и на нижней ее границе (уровень приемного водоема h_m), так и с внутренними процессами, свойственными устью реки (перераспределение стока по рукавам, неравномерность устьевого удлинения).

Механизм русловых процессов на устьевом участке реки, направленность русловых деформаций и их интенсивность могут быть оценены с помощью гидроморфометрических зависимостей [Михайлов, 1971; Михайлов, Рогов и др., 1977; Михайлов и др., 1986]. Суть метода заключается в сравнении фактических морфометрических характеристик русла с их расчетными «устойчивыми» значениями, определяемыми с помощью гидроморфометрических зависимостей. «Устойчивыми» считаются характеристики русла, которые при заданных внешних условиях не имеют направленных изменений, т.е. отвечают динамически устойчивому руслу. Гидроморфометрические зависимости связывают морфометрические и гидравлические характеристики русел с руслоформирующими расходами воды и строятся по данным измерений на сети створов в системе рукавов в конкретной дельте. В наиболее простой форме эти зависимости могут быть представлены в следующем виде:

$$b_{p_0} = K_b Q_\phi^{1/2}, \quad (5.11a)$$

$$h_0 = K_h Q_\phi^{1/3}, \quad (5.11б)$$

$$V_0 = K_v Q_\phi^{1/6}, \quad (5.11в)$$

где b_{p_0} , h_0 , V_0 — «устойчивые» значения ширины, глубины, средней скорости течения в рукаве; Q_ϕ — руслоформирующий расход воды в нем; K — коэффициенты, индивидуальные для каждой дельты, причем $K_b + K_h + K_v = 1$.

Полученные зависимости для расчета устойчивых значений характеристик рукавов позволяют определять тенденции русловых деформаций в низовьях и дельтах рек. Сравнение «устойчивых» значений, определяемых уравнениями (5.11), с фактическими значениями характеристик показало, что при соотношениях $b_p > b_{p_0}$, $h > h_0$, $V > V_0$ происходит процесс заиления и отмирания рукава; при $b_p < b_{p_0}$, $h < h_0$, $V < V_0$ — активизация и размыв его дна. Дельтовые рукава в стадии активизации имеют меньшую ширину и большую глубину, чем отмирающие, которые обычно шире, но мельче. Поэтому соотношение между фактической и «устойчивой» (при данном руслоформирующем расходе воды) шириной дельтового рукава — надежный признак его активизации или отмирания.

Характерным отражением направленных русловых деформаций в устьях рек является динамика продольного профиля русла на устьевом участке. Его верти-

кальные изменения — это результат, во-первых, устьевого удлинения русла при его выдвигении в приемный водоем; во-вторых, изменения стока воды и наносов реки на речной границе устьевой области; в-третьих, изменения уровня приемного водоема на морской границе устьевой области (рис. 5.8). Устьевое удлинение приводит к смещению в сторону приемного водоема трех зон русловых деформаций: аккумуляции и повышения отметок дна русла вдали от устьевого створа, эрозии и понижения русла на речном склоне устьевого бара, аккумуляции и повышения дна в зоне устьевого удлинения на морском склоне устьевого бара.

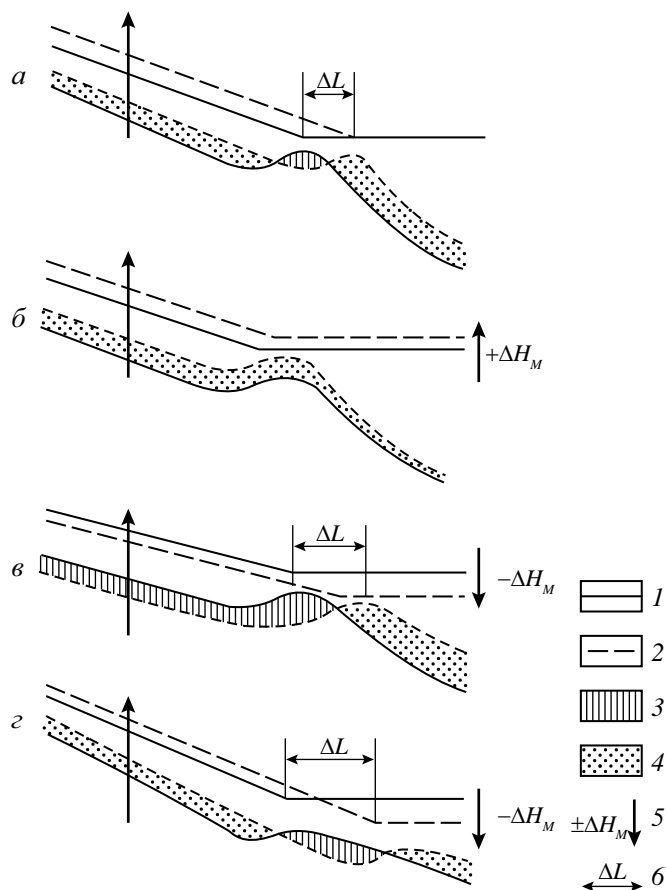


Рис. 5.8. Схема направленных русловых деформаций на устьевом участке реки (по [Михайлову, 1997]):

a — устьевое удлинение при стабильном уровне моря; *б* — при повышении уровня моря; *в* — при понижении уровня моря на приглубом взморье; *z* — при понижении уровня моря на отмелем взморье; 1 и 2 — начальное и конечное положение урвневной поверхности и дна; 3 — размыв; 4 — аккумуляция; 5 — направленность изменения уровня воды и отметок дна; 6 — направленность устьевого удлинения русла

Естественное или антропогенное уменьшение водоносности реки и увеличение содержания наносов в соответствии с гидроморфометрическими зависимостями ведут к аккумуляции наносов и повышению продольного профиля русла на устьевом участке. Наоборот, увеличение водоносности реки и уменьшение содержания наносов приводят к врезанию и понижению продольного профиля дна.

Своеобразные русловые деформации происходят при длительных изменениях уровня приемного водоема. Его повышение сопровождается аккумуляцией наносов и повышением дна русел рукавов. Понижение уровня моря вызывает взращивание русла на приглубом взморье ($i_{\text{взм}} > I_0$), но приводит к аккумуляции и повышению его дна при отмелом взморье ($i_{\text{взм}} < I_0$).

Особенности проявления русловых деформаций в дельтовых рукавах контролируются также морфогенетическим типом дельты и литодинамическими процессами в системе река — дельта — шельф [Коротаяев, 1978, 1991; Маккавеев и др., 1980; Коротаяев, Самсонов, 1986; Коротаяев, Чистяков, 2002; Milliman, Meade, 1983]. В полузакрытых устьях и дельтах выполнения (реки Обь, Енисей, Таз, Пур, Хатанга, Колыма, Амур, Дон) современный облик днищ долин сложился в результате заполнения аллювиально-дельтовыми отложениями ингрессионных заливов и последующих русловых деформаций в магистральных и поперечных дельтовых рукавах, вдоль которых происходят постепенные переформирования старых массивов дельтовой поймы. Для извилистых русел рукавов, например, характерны размыв вогнутых берегов излучин (по 3–5 м в год) и последовательное наращивание выпуклых берегов.

Нижние (приморские) участки дельт выполнения заливов, в которых формируются современные дельтовые разветвления и происходят собственно процессы дельтообразования, отличаются сравнительной прямолинейностью русел и незначительными изменениями структуры гидрографической сети. Здесь наблюдаются активный размыв оголовков дельтовых островов (по 2–3 м в год), удлинение устьев островов, объединение небольших осередков в массивные мели и выдвижение устьевых баров на устьевое взморье (по 10–25 м в год). В целом процессы современного дельтообразования в устьях рек с годовым стоком взвешенных наносов не более 12 млн т и средней мутностью речных вод до 30 г/м³ развиваются крайне медленно. Интенсивность прироста морского края дельт не превышает 0,02 км²/год, линейная скорость выдвижения устьевых кос в зоне втекания магистральных рукавов на взморье — не более 10–30 м/год.

В открытых устьях с дельтами выдвижения (реки Лена, Оленек) и в закрытых устьях типа устьевой лагуны (реки Яна, Индигирка), приуроченных к стабильным или слабо опускающимся участкам морского побережья, проявления русловых процессов в значительной мере определяются соотношением морских и речных факторов. Дельты выдвижения обычно представлены многорукавным конусом выноса с округлым или лопастным морским краем, окаймленным береговыми барами вне действия магистральных дельтовых рукавов, с правильным или асимметричным веером извилистых рукавов, расходящихся от вершины дельты. Большая часть дельт заполнения устьевых лагун представлена консолидированной старой дельтовой поймой, в которую вложены пояса меандрирования 2–3 дельтовых рукавов, формирующих устьевые бары и новые дельтовые разветвления на открытом взморье. Морские факторы (волнение, вдольбереговые течения, нагонные и приливные колебания уровня) проявляются лишь на нижних участках дельтовых рукавов. В зависимости от соотношения этих факторов по длине дельтовых рукавов можно выделить несколько участков, различающихся по направленности и интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов. Верхний участок на расстоянии 50–60 км от вершины дельты формируется только под действием речного потока, сосредоточение которого в едином русле обуславливает активные горизонтальные деформации, в частности смещение излучин вниз по течению. Средний участок на расстоянии 30–40 км испытывает подпорное влияние

сильных нагонов, что приводит к увеличению интенсивности поперечных смещений русла. В дельтах выдвигания (р. Лена) основной поток дробится на многочисленные рукава и протоки, образующие сопряженные разветвления. Здесь происходят периодическое перераспределение стока воды и наносов, активизация одних и отмирание других рукавов, миграция динамической оси потока. Нижний участок дельт выдвигания и заполнения лагун, расположенный в зоне действия систематических нагонов и периодических приливов, имеет длину 20–30 км и отличается активными горизонтальными русловыми деформациями и значительной аккумуляцией наносов. Сильное волновое воздействие выражается в образовании серии современных береговых баров по всему периметру дельты, активном перестроении устьевых баров и в некоторых случаях в возникновении заблокированного устья.

В устьях, развивающихся по типу выполнения долинных заливов, процессы дельтообразования зависят прежде всего от речного стока воды и наносов. Так, в устьях рек арктического побережья России, впадающих в ингрессионные заливы типа «губы» (Печорская, Обская, Тазовская, Енисейская, Хатангская, Анабарская), где сток наносов в вершинах дельт колеблется от 0,7 до 5,0 млн т при стоке воды от 30 до 600 км³, скорости заполнения долинных заливов невелики: прирост морского края дельт составил за голоцен не более 0,02 км²/год, скорость устьевого удлинения — 10–30 м/год. Заполнение заливов шло неравномерно и поэтапно. Например, в устье Енисея, где мутность воды не превышает 20 г/м³, за последние 7 тыс. лет сформировалась многорукавная дельта выполнения залива общей площадью 7,4 тыс. км². В Обской губе за последние 4–5 тыс. лет образовалась дельта площадью 7,8 тыс. км² (мутность воды в вершине дельты — 40 г/м³), в Хатангском и Анабарском заливах со стоком наносов от 0,4 до 1,4 млн т площадь дельтовых накоплений не превышает 0,4–0,6 тыс. км². Исключением из этого ряда является р. Колыма, имеющая значительную мутность воды (около 150 г/м³), которая к настоящему времени заполнила наносами свой долинный залив и формирует устьевой бар на открытом взморье.

В лагунно-дельтовых устьях рек Северной Двины, Яны, Индигирки, Кубани выполнение лагун речными отложениями, смыкание наземных дельт с морской барьерной террасой и выход устьевых баров на открытое взморье завершились 1,5 тыс. лет назад. Скорость заполнения зависела от величины стока наносов, который колебался от 3 до 12 млн т, и от размеров лагуны. При повышенной мутности воды (200–700 г/м³) в устьях магистральных дельтовых рукавов стали формироваться региональные дельты (реки Индигирка, Кубань).

Размеры дельт, развивавшихся под сильным влиянием морских факторов с момента появления субэаральных аллювиально-дельтовых образований (реки Оленек, Лена, Селенга, Волга, Терек, Сулак), в значительной степени зависят от величины стока наносов этих рек и уклона устьевого взморья. На отмелем устьевом взморье при стоке наносов от 13 до 21 млн т были сформированы дельты общей площадью от 12 до 20 тыс. км² (реки Волга, Лена). На приглубых взморьях, где развиты вдольбереговые потоки наносов большой емкости, площади дельтовых накоплений не превышают 1–6 тыс. км². Самые минимальные накопления речных отложений зафиксированы в устье р. Невы, где площадь современной дельты составляет менее 100 км². Это результат голоценовой истории формирования невиской речной долины на месте пролива, соединявшего 4 тыс. лет назад Ладожское озеро и древнее Балтийское море. Небольшой сток наносов р. Невы (0,6 млн т) при относительно высокой водоносности реки (около 78 км³) и своеобразный

режим сгонно-нагонных течений на акватории Невской губы обуславливают современный прирост дельты в среднем не более $0,04 \text{ км}^2/\text{год}$.

5.5. ОСОБЕННОСТИ УСТЬЕВЫХ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЗНЫХ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ

При всем многообразии природных факторов, влияющих на устьевые процессы, величина стока наносов реки определяет скорость выдвигания русел в море, интенсивность активизации и отмирания дельтовых рукавов, перераспределение стока между ними, динамику гидрографической сети и морского края дельты. Чем больше сток наносов реки и ее мутность, тем выше интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек. От величины стока наносов зависит развитие дельты: медленное, эволюционное или быстрое, скачкообразное, с прорывами русла и полной перестройкой гидрографической сети, характерное для рек с мутностью более 1 кг/м^3 [Михайлов, 1998]. От величины стока наносов зависит число рукавов в дельте: чем она больше, тем быстрее возникают новые и отмирают старые дельтовые рукава, а их общее число у рек с большим стоком наносов заметно меньше, чем у других рек. Поскольку сток наносов рек — фактор зональный, устьевые процессы имеют в разных природных зонах существенные особенности.

На арктическом побережье многолетнемерзлые или глубоко сезоннопромерзающие грунты обуславливают специфику процессов дельтообразования. Наиболее ярко это проявляется через климатические различия западных и восточных секторов Арктики, обуславливающих различные соотношения подготовленности к эрозии почв и грунтов в бассейнах рек вследствие сезонного протаивания мерзлоты и сроков прохождения волны весеннего половодья и летне-осенних паводков. В западносибирские реки основная масса наносов (60–70%) поступает во время половодья. На реках востока Сибири (Яна, Индигирка, Колыма) на летне-осенний паводочный период приходится до 90% годовой нормы стока взвешенных наносов, что существенно отражается на режиме русловых деформаций в дельтовых рукавах и на динамике устьевых баров.

Наличие мерзлоты в руслах рек, дельтовых рукавах и на устьевых барах — характерная особенность рек с песчаными наносами. В низовьях рек Лены, Яны, Индигирки, Колымы мерзлые линзы возникают при смещениях русел вследствие размыва надпойменных террас или пойм, сложенных многолетнемерзлыми грунтами. Скорость размыва берегов излучин достигает 10 м/год , тогда как скорость оттаивания мерзлого грунта под водой — около $0,2\text{--}0,4 \text{ м/год}$. Одновременно мерзлота образуется в результате сезонного промерзания прирусловых отмелей и участков мелководья в период смыкания ледяного покрова реки с дном на глубину от 3 до 6 м. Толщина сезонного оттаивания в летний период не превышает $0,5\text{--}1 \text{ м}$, что приводит к сохранению мерзлоты в течение всего короткого теплого периода. Развитие талика под руслом ограничено узкой пристрежневой зоной с глубинами более $3\text{--}5 \text{ м}$ [Григорьев, 1966].

В результате промерзания возникают специфические особенности транспорта наносов. В период раннего половодья, когда донные грунты еще не оттаяли, перемещения наносов не происходит; в тоже время наблюдается разрушение береговых откосов в результате термоабразии. Движение наносов в грядовой форме начинается на спаде волны половодья и в высокую межень, когда оттаивают донные грунты. Крупные формы руслового рельефа (побочни, осередки) в таких условиях

оказываются очень устойчивыми. В устьях крупных рек восточного сектора Арктики, где русловые формы (осередки, косы, побочни, отмели) и отложения устьевого взморья находятся в мерзлом состоянии большую часть года, слой сезонного протаивания не превышает 0,5 м, а средняя скорость размыва берегов составляет 3–5 м/год.

В руслах дельтовых рукавов и баровых бороздинах с глубинами более 3 м талый грунт наблюдается до глубин 4,5 м от поверхности дна. В пределах устьевого взморья мощность многолетнемерзлой толщи уменьшается до 1–1,5 м в 20 км от края наземной дельты, а на морском склоне прибрежной отмели она выклинивается в результате отепляющего воздействия моря и засоления грунтов. В летний период в дельте и на взморье происходит постепенное оттаивание грунтов со скоростью 1–7 см/сут. Участки прибрежной акватории, освободившиеся ото льда, оттаивают быстрее. На отмелях и крыльях устьевых баров мощность слоя сезонного протаивания прямо пропорциональна его глубине: на глубинах 0,5–1 м она составляет 55–70 см, на глубинах 1–2 м — 0,75–1 м, а при глубине более 2 м — 1,2–1,3 м.

На устьевом взморье арктических дельт вновь образующиеся аккумулятивные формы (устьевые и береговые бары) испытывают влияние криогенного фактора после формирования сезоннопромерзающего слоя и его смыкания с кровлей вечномерзлых грунтов. По мере промерзания отложений происходит постепенное увеличение их прочности. Мерзлота не только закрепляет наносы, но и предохраняет их от размыва, что приводит к прогрессирующему обмелению дна устьевого взморья.

В дельтах рек арктического и субарктического поясов (зоны тундры и лесотундры) перестройка русловой сети вследствие небольшого стока наносов и мерзлого состояния дельтовых отложений происходит относительно медленно. Перераспределение стока воды по основным дельтовым рукавам занимает сотни и даже тысячи лет, в разветвлениях дельтовых рукавов — до 100 лет, а периоды смены тенденций активизации и отмирания рукавов составляют не менее 50 лет. На реках немерзлотной зоны при прочих равных условиях русловые переформирования происходят в 2–3 раза быстрее. Стабилизирующее влияние мерзлоты растет по мере увеличения размеров дельтовых образований. Более половины объема дельтовых отложений составляют лед и торф. Вне криолитозоны при аналогичном стоке наносов размеры речных дельт были бы в 2–3 раза меньше. Подобная инверсия объясняется значительным льдо- и торфонакоплением в арктической зоне.

В пределах мелководных или отмелых устьевых взморий шириной до 30 км аккумулятивные подводные формы рельефа, в том числе устьевые косы и баровые бороздины, над которыми толщина слоя воды не превышает 1–2 м, подвержены сезонному промерзанию; промерзшие грунты не успевают оттаивать в короткую теплую часть года. В результате здесь формируется многолетнемерзлая толща, которая со временем смыкается с реликтовой мерзлотой.

Ландшафтно-климатические условия в устьях арктических рек также увеличивают скорость роста дельт вследствие аккумуляции части водного стока в виде сингенетических ледяных линз, клиньев, а также в результате торфообразования [Нижняя Яна, 1998; Нижняя Индигирка, 2001].

В тропическом, субэкваториальных и экваториальном поясах (в особенности в зонах постоянно и сезонно влажных лесов) в устьях рек с большим стоком наносов формируются дельты с очень подвижными русловыми образованиями (отмелями, устьевыми барами). Этому во многих случаях способствуют сильные приливные течения; в устьях рукавов формируются русла-раструбы, расширяющиеся

в сторону моря. В дельтах Ганга и Брахмапутры, Иравади, Красной, Меконга, Нигера, Амазонки заметное стабилизирующее влияние на русла оказывает густая тропическая растительность, в том числе мангровая. Мангровые заросли, особенно их разветвленная корневая система, способствуют осаждению взвешенных наносов, постепенному повышению дна и выдвиганию морского края дельт.

В умеренной и аридной зонах аналогом «мангрового эффекта» при формировании дельтовых равнин служат маршевые луга в устьях рек Западной Европы и тростниковые заросли на реках юга ЕТР и Средней Азии.

В субтропиках, а также в некоторых районах умеренных поясов (в зонах степей, пустынь и полупустынь) в устьях рек с большим стоком наносов образуются дельты с очень изменчивой гидрографической сетью. Русла рукавов быстро выдвигаются в море (максимальная скорость устьевого удлинения в прошлом была характерна для дельт Амударьи и Хуанхэ — 4 и 10 км/год соответственно). Одновременно с этим происходит повышение дна и водной поверхности рукавов, возрастают перепады отметок между гребнями приустьевых валов и окружающей дельтовой поймой, что создает предпосылки для прорыва русла. В результате таких прорывов происходит образование наложенных (возникающих в пониженных внутренних частях старой дельты) и причлененных (формирующихся на морской периферии старой дельты) частных дельт и их поясов. Такие процессы были типичны (до значительного антропогенного сокращения стока рек, его зарегулирования или крупномасштабного обвалования) для дельт Хуанхэ, Амударьи, Терека, Сулака, Или, Миссисипи, Годовари. Прорывы во внутренние части дельты нередко приводили к катастрофическим наводнениям.

Глава 6

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РАЗЛИЧНЫХ ЗВЕНЬЕВ ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМ

6.1. МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ В ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМАХ

Наиболее сложным является вопрос перераспределения потоков наносов и транспортируемых совместно с ними загрязняющих веществ при сочленении различных звеньев (подсистем) эрозионно-русловых систем. Это является следствием, с одной стороны, ограниченного объема детальных исследований механизмов взаимодействия склоновых, овражно-балочных и речных водосборов, перераспределения наносов между ними, с другой стороны, многообразием вариантов сочленения подсистем, разномасштабными пространственно-временными соотношениями между ними, эрозионно-аккумулятивными процессами и определяющими факторами. Развитие геоинформационных систем, компьютерного моделирования и новейших методов натурных исследований способствовало достаточно серьезному прогрессу в данном направлении.

Методической основой изучения взаимодействия различных звеньев эрозионно-русловых систем служит баланс взвешенных наносов в некотором створе речного водосбора. Упрощенный вариант этого баланса, составляющие которого для частичного устранения масштабных эффектов удобнее выразить в модульных показателях, представляется так:

$$M_R = (M_{ЭрС} - M_{АкС}) + (M_{ЭрОв} - M_{АкОв}) + (M_{ЭрБал} - M_{АкБал}) + (M_{СклД}) + (M_{ЭрР} - M_{АкР}), \quad (6.1)$$

где M_R — модуль стока взвешенных наносов; $M_{Эр}$ и $M_{Ак}$ — модули эрозии (мобилизации), аккумуляции наносов в склоновом $M_{Скл}$, овражном $M_{Ов}$, балочном $M_{Бал}$ звеньях, поступающих в русла продуктов склоновой денудации (обвалов, осыпей, крипа) «нефлювиального» генезиса $M_{СклД}$ и размывов в речном (M_R) звеньях эрозионно-русловых систем.

Бассейновая составляющая представлена всей правой частью уравнения (6.1) за исключением $(M_{ЭрР} - M_{АкР})$. Для равнинных рек с учетом уровня изученности можно пренебречь склоновой денудацией нефлювиального генезиса, так же как и эоловой составляющей баланса для условий гумидных равнин, которая, хотя и присутствует, однако пренебрежимо мала. В связи асинхронностью процессов, отвечающих за отдельные статьи баланса, необходимо в их оценках соблюдать единство хрономасштаба и хронопериода. При этом большая временная вариативность каждого фактора — процесса вынуждает ограничиваться среднесуточными величинами.

Н.И. Алексеевский [1998] предложил нормирование уравнения баланса наносов по суммарной составляющей. В таком случае правая часть уравнения выглядит как сумма соотношений массы привноса вещества каждым из агентов стока наносов к общему выносу из речной сети, т.е. как сумма «коэффициентов генетической значимости». Для бассейновой составляющей рассматривались коэффициенты значимости процессов склонового смыва, овражной эрозии, обвально-осыпных процессов, селей, оползней, крипа. В речной части баланса значимы эрозионно-

аккумулятивные процессы в руслах, связанные с размывами берегов и аккумуляцией наносов на пойме. Анализ данных, характеризующих обширный диапазон ландшафтных и гидрологических условий, приводит к выводу, что в общем случае основное значение имеют смыв почвы (35–70% суммарной денудации) и размыв берегов, а оценка вклада внешних источников изменяется также от времени осреднения этой характеристики.

Основная проблема использования уравнения баланса состоит в отсутствии достоверных моделей аккумуляции наносов в верхних звеньях ЭРС. Хотя количественные оценки этих процессов получены для ряда объектов [Голосов, 2006], имеющиеся модели аккумуляции на склонах и в днищах суходольной сети недостаточно верифицированы. Большое затруднение вызывает оценка аккумуляции в малых водоемах. В отношении речного звена сходные проблемы относятся к интенсивности размыва речных берегов и аккумуляции на пойме. Обобщенные данные позволили установить их зависимость от морфологии русел, размеров реки и т.п. [Чалов, 2008; Чернов, 2009], однако территориальная экстраполяция в настоящее время затруднительна.

Количественные составляющие баланса разномасштабны, а их региональные оценки неравноточны. Фактически в настоящее время количественная оценка обширных территорий возможна только в разрезе трех параметров: M_R — модуля стока взвешенных наносов; $M_{\text{ЭРС}}$ и $M_{\text{ЭРОВ}}$ — модулей эрозии (мобилизации наносов) в склоновом и овражном звеньях. Мобилизованные на склонах частицы входят в состав взвешенных наносов, но продукты овражной эрозии относить только к взвешенным наносам нельзя, если врезание оврагов не ограничивается лессовыми или суглинистыми отложениями.

Из всех элементов баланса наиболее точны оценки стока взвешенных наносов в реках. Средняя ошибка годовых значений для гидрологических постов составляет 8–10% [Сток наносов..., 1977]. Однако взвешенные наносы представляют лишь часть результирующей суммарной величины флювиальной денудации, поскольку наносы перемещаются и во влекомом состоянии. Ранее считалось, что доля влекомых наносов от взвешенных для равнинных рек составляет 0,05–0,1 [Лопатин, 1952], что можно было отнести к пределам точности балансовых расчетов. Современные оценки стока по грядовому перемещению наносов дают величины существенно большие, иногда превышающие 50% [Чалов, Штанкова, 2003; Чалов 2008, 2011]. Для рек бассейна Волги установлена почти зеркальная картина территориального распределения соотношения стока влекомых наносов к общему и модулей стока взвешенных наносов, причем максимальная доля влекомых наносов отмечается в верховьях бассейна, при минимальных значениях модуля взвешенных и т.д. Таким образом, чем выше модули стока взвешенных наносов, тем приближенней они характеризуют суммарный объем перемещенного вещества.

Влияние эрозии почв на развитие и функционирование овражно-балочной и речной сети предопределяется «донорским» положением склонового звена в эрозионно-руслых системах — системах с резко выраженным превалярованием прямых связей. Физически это влияние заключается в поставках со склонов в нижние звенья ЭРС потоков энергии и вещества (воды, минеральных частиц, биохимических компонентов). Эти потоки не только преобразуют процессы эрозии и транспорта в русловых подсистемах, но и изменяют морфологию рельефа как самих склонов, так и долин овражно-балочной и речной сети. Нисходящие потоки органически присущи как естественным, так и антропогенно преобразованным (природно-антропогенным) ЭРС, но наиболее актуальными представляются ис-

следования изменений во всех звеньях ЭРС, обусловленных современными антропогенными изменениями условий их функционирования. Антропогенное давление в наибольшей степени сказалось на эрозионно-аккумулятивных процессах в пределах хозяйственно освоенных территорий (земледельческая эрозия почв) — с ростом площади обрабатываемых земель и полной механизации обработки резко возросла доля поверхностного водного стока, что привело к росту интенсивности эрозии почв на один — три порядка и соответственно увеличению массы наносов, поступающих в нижние звенья.

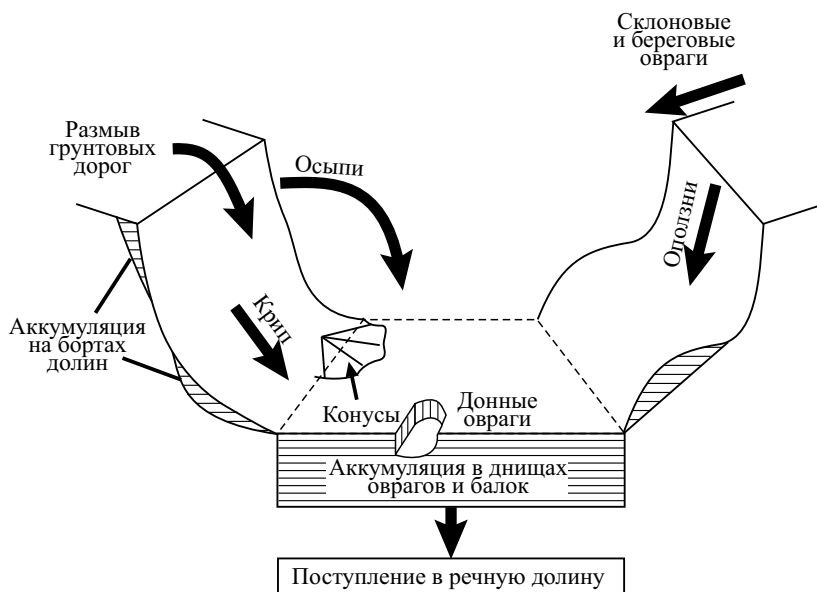


Рис. 6.1. Схема составляющих баланса наносов в верхних звеньях флювиальной сети

Баланс наносов в верхних звеньях гидрографической сети складывается из поступления части продуктов смыва со склонов междуречий, формирования наносов за счет развития эрозионно-денудационных процессов и их частичного переотложения по бортам и в днище долины (рис. 6.1). В общем виде баланс наносов в речной долине можно представить в следующем виде:

$$W_{\text{ак.б}} + W_{\text{ак.п}} + W_{\text{ак.кон}} + W_y = W_{\text{э}} + W_{\text{овр1}} + W_{\text{овр2}} + W_{\text{скл}} + W_{\text{тэ}}, \quad (6.2)$$

где $W_{\text{ак.б}}$ — объем аккумуляции наносов на бортах долины, м^3 ; $W_{\text{ак.п}}$ — объем аккумуляции наносов в пределах пойм различного уровня, м^3 ; $W_{\text{ак.кон}}$ — объем аккумуляции наносов в днище в конусах выноса и шлейфах, м^3 ; W_y — объем транспорта наносов через устьевой створ, м^3 ; $W_{\text{э}}$ — поступление продуктов склонового смыва, м^3 ; $W_{\text{овр1}}$ — объем наносов, сформировавшихся за счет размыва береговых и склоновых оврагов, м^3 ; $W_{\text{овр2}}$ — объем наносов, сформировавшихся за счет размыва донных оврагов, бортов и русла водотока, м^3 ; $W_{\text{скл}}$ — объем продуктов денудации, формирующиеся за счет деятельности гравитационных склоновых процессов (крип, оползание, оплывание, осыпание), м^3 ; $W_{\text{тэ}}$ — объем наносов, сформировавшихся при развитии техногенной эрозии (размывы грунтовых дорог, насыпей трубопроводов и т.п.), м^3 .

Таким образом, прежде чем достичь русел постоянных водотоков, значительная часть наносов, сформированных благодаря поверхностному стоку на склонах междуречий, вначале перераспределяются по самим склонам, в балках и по бортам долин верхних звеньев флювиальной сети с отсутствием постоянных водотоков и только затем поступает непосредственно в русла постоянных водотоков.

Ниже последовательно рассмотрены особенности перераспределения наносов в различных звеньях флювиальной сети, начиная со склонов и заканчивая речными дельтами, и дана оценка влияния бассейновой составляющей на формирование стока наносов рек для территорий с интенсивным сельскохозяйственным освоением.

6.2. ЭРОЗИЯ ПОЧВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА НАНОСОВ В ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМАХ

За исторический период эрозия на сельскохозяйственных землях достаточно заметно изменила потоки вещества в пределах самих склонов. Главное изменение — появление новых разновидностей почв — смытых (эродированных) и намывных почв соответствующего типа с преобразованными или удаленными в процессе смыва и механической обработки верхними почвенными горизонтами. В таких почвах верхний пахотный горизонт представляет собой смесь из гумусового и ниже лежащих горизонтов. Важнейшее для производства отличие смытых почв состоит в снижении их естественного плодородия [Заславский, 1979].

Исследованию водно-физических свойств смытых почв и сопоставлению их со свойствами несмытых аналогов посвящено множество работ. Сами эти свойства настолько зависят от литологии материнских пород и специфики ландшафтно обусловленных почвообразующих процессов, что общие закономерности их эрозионных изменений просматриваются с трудом. Существуют многочисленные классификации эродированных почв (С.С. Соболева, Г.И. Сурмача, М.Н. Заславского и др.), причем основными признаками выделения трех степеней эродированности считаются степень смытости верхних гумусовых горизонтов, снижение содержания гумуса и ряд косвенных признаков. В инструкции по картированию эродированных почв [Общесоюзная..., 1973] за основу принята степень смытости верхних почвенных горизонтов и только в отношении мощных черноземов учитывается снижение содержания гумуса. Обобщая, можно утверждать, что в эродируемых черноземах заметно снижаются содержание гумуса, агрегированность и доля водопрочных агрегатов и увеличиваются содержание глины и ее объемный вес. По данным Г.И. Швевса [1981], доля гумуса в слабо-, средне- и сильносмытых черноземах относительно несмытых составляет 0,95–0,75, 0,75–0,50, 0,50–0,30, объемный вес — 1,03–1,06, 1,05–1,12, 1,10–1,23 соответственно. Изменения механического состава пахотного горизонта дерново-подзолистых почв при смыве в большой степени зависят от механического состава нижних горизонтов и подстилающих пород. На Валдайской возвышенности в ряду слабо-, средне- и сильносмытая дерново-подзолистая почва на двучленной морене (легкий суглинок на среднем суглинке) содержание гумуса составляет 1,5; 1,28 и 0,9%, объемный вес увеличивается до 1,40; 1,48 и 1,57 г/см³ соответственно [Флесс, 1985].

Таким образом, судя по изменениям водно-физических свойств, эродированные почвы всех типов должны отличаться от несмытых того же типа меньшей противоэрозионной стойкостью. Это подтверждается как в экспериментах, так и полевыми

наблюдениями. Так, размывающие скорости для слабо-, средне- и сильноэродированной дерново-подзолистой почвы равны 0,21, 0,34 и 0,25 м/с соответственно [Флесс, 1985]. В экспериментах В.И. Косоножкина [1992] для несмытой, средне- и сильноэродированной темно-серой лесной почвы (свежевспаханная зябь) получены размывающие скорости потока 0,14; 0,18 и 0,19 м/с соответственно. В эрозионной модели ВНИИЗиЗПЭ коэффициенты влияния степени смытости почвы на ее относительную податливость эрозии для ряда слабоэродированная — очень сильно смытая почва имеет диапазон от 1,03 до 1,20 [Методические рекомендации..., 1985]. В натуральных условиях вариабельность многих параметров водно-физических свойств весьма значительна, а единичные значения, например, содержания гумуса, могут превышать таковые для несмытых почв. Для почв с маломощным гумусовым горизонтом большое значение имеют изменения гранулометрического состава по почвенному профилю. Так, пахотный горизонт среднесмытых среднесуглинистых дерново-подзолистых почв (север Среднерусской возвышенности) на тяжелом покровном суглинке оказался как менее, так и более эрозионно устойчивым по сравнению с пахотным горизонтом несмытых почв [Преснякова, 1953]. Расчеты значений почвенного фактора $K_{ф.эп}$, выполненные по универсальному уравнению (2.5) для склонов территории Боровской УНС МГУ З.П. Кирюхиной, показали недостоверность отличия средних значений показателя смываемости для несмытых и среднесмытых дерново-подзолистых почв на покровных суглинках, подстилаемых суглинистой мореной [Литвин, 2002].

Таким образом, эрозионные преобразования почв на склонах увеличивают как потенциальную интенсивность процессов эрозии (мобилизации наносов) на этих склонах, так и объемы транспортируемых наносов в нижние звенья ЭРС.

Влияние эрозии почв на сток воды со склонов имеет два основных аспекта: 1) за счет появления смытых (эродированных) почв; 2) за счет непосредственного воздействия эрозионных процессов на водно-физические свойства почв.

Водно-физические свойства почв, изменяющиеся по мере возрастания степени их эродированности, всегда включают в себя свойства, определяющие водопроницаемость почв. В основу классификации почв по водопроницаемости Д.Л. Арманда [1961] заложены два признака: 1) водоустойчивость почвенной макро- и микро-структуры, тесно связанная с содержанием органических веществ; 2) механический состав почв, т.е. характеристики, тесно связанные со степенью эродированности. Корреляционный анализ между инфильтрацией и характеристиками почв (содержанием органического вещества, общей пористостью, объемной массой, содержанием глины) выявил невысокий уровень корреляции для каждого из этих факторов с содержанием органического вещества [Free et al., 1940]. Анализируя эти результаты с точки зрения взаимосвязей вышеперечисленных характеристик, Е.А. Гарнишев [1999] приходит к выводу о главенстве фактора водопропускной способности структуры, обусловленной в значительной степени содержанием органического вещества [Бульгин, Лисецкий, 1991]. М.С. Кузнецов с соавторами [Кузнецов и др, 1990] на основе данных искусственного дождевания и обобщения работ А.Н. Костякова, И.И. Суднищина, Н.И. Болокана предложил эмпирическую формулу максимальной установившейся скорости безнапорного впитывания, аргументами которой явились: диаметр водопропускных агрегатов; плотность твердой фазы и наиболее плотного слоя почв, а также содержание физической глины. При этом авторы пришли к выводу о невозможности создания количественной модели расчета водопроницаемости почв, учитывающей все многообразие почвенных свойств, в настоящее

время. Эмпирические относительные коэффициенты снижения впитывания для слабо-, средне- и сильносмытых черноземов равны 0,80–0,75; 0,70–0,60; 0,60–0,50 соответственно [Швебс, 1981], для водопроницаемости средне- и сильносмытых почв — 0,72–0,64; 0,49–0,43 [Черемисинов, 1968]. Г.П. Сурмач [1985] влияние степени смытости на сток для ливневого стока оценивает коэффициентами с амплитудой значений 1,02–1,28 (при стоке 5 мм) и 1,13–1,75 (при стоке 40–50 мм), для талого стока — диапазоном 1,05–1,25.

Другое явление, часто сопровождающее образование ливневого стока, — уплотнение поверхностного слоя почвы ударным воздействием дождевых капель, которое зависит от интенсивности и энергии дождя, а также от свойств самой почвы, прежде всего агрегированности и водостойкости почвенных агрегатов. При разрушении и перемещении агрегатов при капельной эрозии на почве образуется тонкая корочка, которая снижает фильтрацию и водоудерживающую способность по крайней мере в 10 раз [Киркби, 1984]. В природе образование корочки и ее роль в склоновом стоке сильно зависят от проективного покрытия растительностью и агрегированности почвы. Так, по полевым наблюдениям даже очень сильные ливни не вызывали образования корочки на хорошо структурированном предкавказском черноземе [Защита земель..., 1972; Эрозия..., 1970].

Некоторое влияние на водный сток оказывает кольматаж наносами самих русел эрозионных борозд на участках транзита и аккумуляции, где наблюдается образование плотной корочки, выстилающей днище [Краснов, Литвин, 1992; Литвин, 2002]. В экспериментах по поливу в бороздки сероземов при высокой мутности воды (15–20 г/л) в микропотоках с уклонами 0,04 и расходами воды 0,3 л/с средние скорости потоков на таких участках существенно (в 1,5 раза) возросли. Снижение установившейся величины впитывания при увеличении мутности при дождевании (в пределах до 4 г/л) было получено в лабораторных опытах Г.И. Швевсом [1981].

Локальное, но порой довольно существенное влияние на сток воды и транспорт наносов оказывают эрозионно-аккумулятивные процессы, преобразующие микро- и нанорельеф склонов. Для стока воды с обрабатываемых склонов — это процесс формирования сетей русел водороев, который сопровождается дренированием замкнутых понижений нанорельефа. Дренирование таких понижений и поперечных склонов пахотных борозд способствует увеличению как стока в целом, так и его поверхностной составляющей. Это очевидное положение плохо поддается количественной оценке — нетрудно рассчитать предполагаемый объем задержания воды в углублениях, но здесь большую роль играют многие другие факторы, например, заполнение углублений льдом во время зимних оттепелей или уплотнение днища, снижающие их водопроницаемость. Анализ экспериментальных данных и наблюдений на стоковых площадках свидетельствует, что такой, казалось бы эффективный, прием снижения поверхностного стока, как лункование, в зависимости от прочих условий может приводить к его увеличению [Барабанов, 1993]. Полевые наблюдения свидетельствуют, что поперечная обработка на пологих ровных склонах снижает сток и смыв, а на склонах со сложным микрорельефом — увеличивает их за счет концентрации в струи — при вспашке вдоль склона (полное дренирование) запасы воды в слое 100 см оказались на 53 мм меньше, чем при контурной вспашке [Черемисинов, 1968].

Существующие количественные оценки общего смыва материала с пахотных склонов и доли смытого материала, выносимого за пределы пашни и далее в овражно-балочную сеть, свидетельствуют о том, что ключевую роль играют конфигу-

рация склона, а также временной интервал, за который проводится данная оценка. В обобщенном виде некоторые результаты подобных оценок, полученные на основе применения различных методов, представлены в табл. 6.1.

Таблица 6.1

Обобщенные данные о переотложении наносов внутри пашни на склонах различной конфигурации, в % от суммарного смыва, установленные различными методами [Голосов, 2006]

Типы склонов и склоновых водосборов	Метод			В среднем
	водороин	радиоизотопный, глобальный ¹³⁷ Cs	почвенно-морфологический	
Ложбинные, пологие	34–39	40–45	25–63	41
Ложбинные, крутосклонные	—	20–40	15	22,5
Вогнутые	50–60	80	—	68
Прямые	35–45	25–65	13	29
Выпуклые крутые	10	20	10,5	13,5
Выпуклые, средней крутизны	15–45	—	—	(30)
Выпуклые, пологие или с высокой напашью у подножия	55–70	75	—	69
Итого	39	49	(20)	39

Каждый из используемых для оценок методов имеет свои недостатки, которые снижают точность получаемых результатов. Однако почвенно-морфологический метод, который позволяет оценивать соотношение темпов смыва и аккумуляции внутри пахотных склонов, для разных типов склонов дает меньшие доли переотложения материала в сравнении с двумя другими методами, которые характеризуют индивидуальные эрозионные события (метод водороин) и временной интервал в 30–50 лет. Это свидетельствует о том, что с ростом периода осреднения снижается доля аккумуляции материала внутри пашни, что логично отражает направленность потоков вещества.

Существует необходимость выработки универсальных коэффициентов доставки наносов, оценивающих в относительных величинах вклад склонов различной конфигурации в задержание наносов на междуречьях с последующим использованием распределений склонов различной конфигурации и их площадей для подсчета объема наносов, доставляемых в балки и долины малых рек. Такие коэффициенты были получены для Среднерусской возвышенности и использованы в оценке перераспределения наносов на склонах водосбора балки Лапка (бассейн р. Плавы, Тульская область) (рис. 6.2, табл. 6.2) [Panin et al., 2001]. Аналогичные показатели необходимо разработать для оценки наносоудерживающей роли задернованных участков склонов междуречий и бортов долин при различных уклонах и густоте травяного покрова. Имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют о серьезном прогрессе в этом направлении [Barfield et al., 1979; Novotny et al., 1986; Raffaele et al., 1997; Uusi-Kämpä et al., 2000].

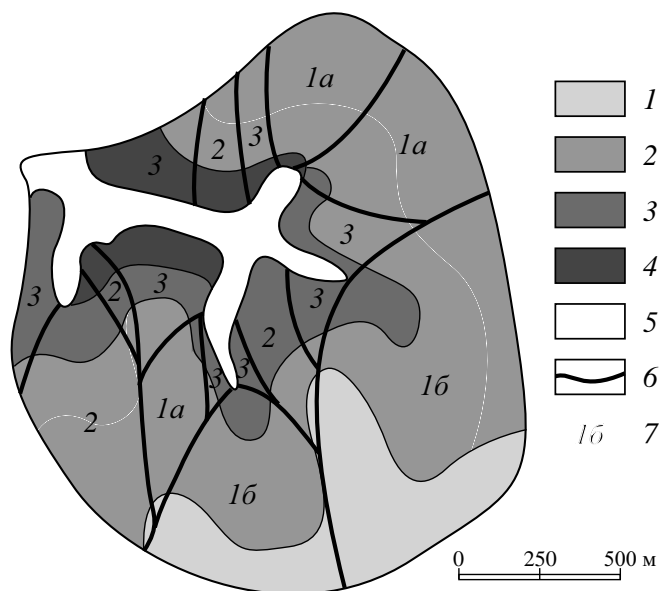


Рис. 6.2. Карта смыва почв со склонов водосбора балки Лапка и деления склоновых водосборов на типы (1а, б, 2, 3 — табл. 6.2) по величине смыва почвы, т/га в год: 1 — 0–1; 2 — 1–2,5; 3 — 2,5–7,5; 4 — 7,5–10; 5 — днище балки; 6 — местные водоразделы; 7 — типы водосборов

Таблица 6.2

Поставка наносов в днище балки водосбора Лапки (бассейн р. Плавы) со склоновых водосборов различного типа

Склоновые водосборы	Площадь водосбора, км ²	Темпы смыва, т/га·год	Объем выноса, т/год	Коэффициент доставки, %	Поступление наносов в днище балки, т/год
1а	0,36	2,5	90	100	90
1б	0,67	2,5	170	60	100
2	0,33	4,3	140	80	110
3	0,34	5,9	200	20	40
Всего	1,70	3,5	600	57	340

6.3. ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАНОСОВ В ВЕРХНИХ ЗВЕНЬЯХ ФЛЮВИАЛЬНОЙ СЕТИ И ЕГО ВКЛАД В СТОК НАНОСОВ И ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА МАЛЫХ РЕКАХ

Наибольшую площадь в пределах речных бассейнов занимают водосборы рек первого — третьего порядков. Днища их долин в лесной зоне в пределах равнинных территорий обычно обводнены, но в областях с интенсивной сельскохозяйственной деятельностью или с дефицитом осадков — это сухие долины или балки. Бассейновая составляющая стока наносов рек, протекающих в слабонарушенных территориях, ничтожно мала. Противоположенная картина наблюдается в районах с долей сельскохозяйственных земель, превышающей

40–50% от общей площади водосбора. Здесь сток наносов, формирующийся на склонах и поступающий в русла постоянных водотоков преимущественно из суходольной сети, является важным компонентом стока наносов [Маккаев, 1955].

Общей закономерностью перераспределения наносов на водосборах рек первых порядков в пределах равнинных территорий является сокращение доли доставляемого в русла материала по мере роста площади водосбора [Маккаев, 1955; Дедков, Мозжерин, 1984]. Данная закономерность обусловлена увеличением по мере роста площади водосбора протяженности аккумулятивных литодинамических границ и площадей собственно днищ сухих долин, в пределах которых перекладывается значительная часть смываемого со склонов и формирующегося при развитии оврагов материала. Ее универсальность подтверждается сравнительной близостью кривых связи площади водосбора с коэффициентом доставки наносов для интенсивно распахиваемых равнин Северной Америки и южного мегасклона Русской равнины (рис. 6.3), несмотря на существенные различия природно-антропогенных условий формирования и интенсивности склонового смыва. Данная зависимость характеризует долю наносов, выносимых за пределы водосборов определенной площади при относительной стабилизации соотношения эрозионных и аккумулятивных процессов на водосборе. В этом случае для водосборов верхних звеньев флювиальной сети (до долин второго — четвертого порядков включительно) характерно переотложение в их пределах более 75% наносов, поступивших со склонов в днища долин, что позволяет говорить о их буферной роли или их отнесении к водосборам-накопителям [Симонов, Симонова, 1997]. Этапы стабилизации в развитии верхних звеньев флювиальной сети являются более продолжительными по времени в сравнении с этапами изменения соотношения между эрозией и аккумуляцией на водосборе в пользу первой и соответствуют относительному балансу между поступлением наносов с эродируемых элементов рельефа и их отложением на аккумулятивных элементах.

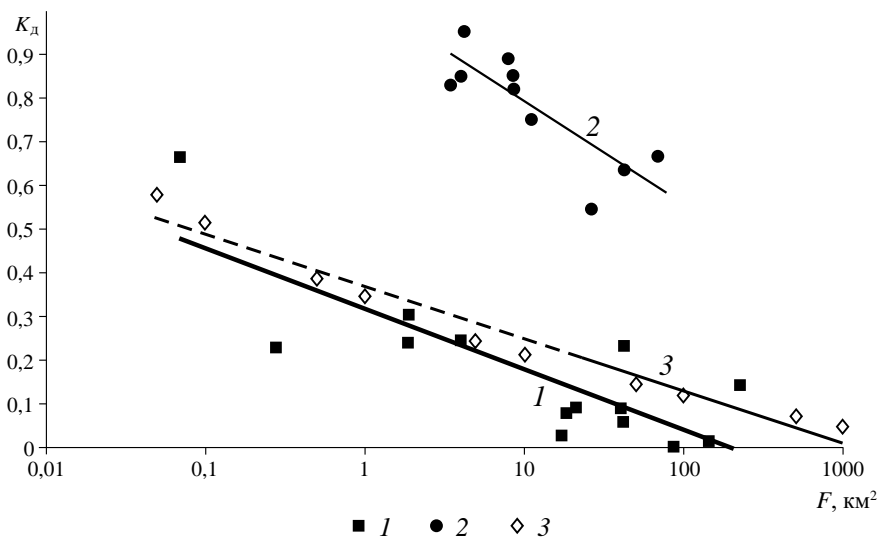


Рис. 6.3. Зависимость коэффициента доставки наносов от площади водосбора: для 1 — водосборов-накопителей; 2 — транзитных водосборов (по данным полевых исследований на малых водосборах южного мегасклона Русской равнины; 3 — водосборов Великих и Центральных равнин Северной Америки (по [Mitchell, Bibtzner, 1980])

Водосборы, в пределах которых водотоки находятся в стадии активизации вторичного врезания, распространившегося почти на все днище их долин, одновременно служат зоной транзита наносов, поступающих со склонов междуречья, и дополнительным источником наносов за счет развития донных врезов, поступающих в днища принимающих сток речных долин. При анализе соотношения между коэффициентом доставки наносов и площадью водосбора для малых водосборов южного мегасклона Русской равнины они выделяются в самостоятельную группу транзитных водосборов (2 на рис. 6.3). В осредненную зависимость K_d от площади водосбора (3), используемую для бассейнов северо-американских равнин, включены в том числе и транзитные водосборы, что, вероятно, объясняет разницу в 10% между положениями кривых зависимостей $K_d \sim F$ для северо-американских равнин и Русской равниной.

Аналогичные закономерности сокращения модуля стока наносов с ростом площади бассейнов прослеживаются и на ряде других преимущественно равнинных территорий (рис. 6.4). В тоже время в горах, где вклад линейной и русловой эрозии существенно выше по сравнению с плоскостной и ручейковой, наблюдается обратная ситуация — увеличение модуля стока наносов с ростом площади водосбора.

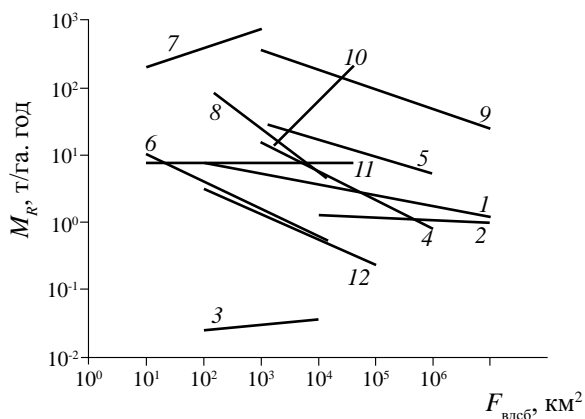


Рис. 6.4. Соотношения между модулем стока наносов M_R и площадью водосбора $F_{\text{водсб}}$ для различных территорий:

1 — США [Dendy, Bolton, 1976]; 2 — мир [Fleming, 1969]; 3 — Замбия [Sichingabula, 1997]; 4 — Испания [Verstraeten, poesen, 2001]; 5 — Марокко [Lahlou, 1988]; 6 — центральная Бельгия [Verstraeten, poesen, 2001]; 7 — Италия [de Vente, Poesen, 2005]; 8 — Тунис [Albergel et al., 2000]; 9 — возвышенности Эфиопии [Nyssen et al., 2004]; 10 — Северная Эфиопия [Haregeweyn et al., 2008]; 11 — Сычуаньская котловина, Китай [Golosov et al., 2014]; 12 — Среднерусская возвышенность [Yermolaev et al., 2014]

Внешние факторы усиления темпов вторичного врезания могут быть различными. К числу локальных причин относится сокращение объема наносов, поступающих со склонов при неизменном гидрографе стока воды, на период одного или нескольких событий интенсивного склонового стока. Это происходит при смене структуры севооборотов на водосборе в сторону увеличения доли густопокровных культур. Еще более сильный эффект оказывает сооружение в верховьях долины дамбы для создания пруда или системы водозадерживающих валов, перехватывающих значительную часть наносов. В этом случае процесс врезания либо активизируется аналогично размывам русел рек в нижних бьефах гидроузлов, либо ускоряется при прорыве дамбы пруда, сопровождаемым быстрым сбросом воды.

Если вторичное врезание активизируется во всех днищах балок в речном бассейне или регионе, то причины его усиления только природные. К числу таковых относятся ускоренное врезание русла принимающей реки, которое приводит к понижению местного базиса эрозии. Причиной этого является изменение структуры осадков в сторону увеличения их слоя и интенсивности из-за резкого роста летних ливней, как это наблюдается в бассейне р. Онона в южном Забайкалье [Голосов и др., 1996], или активизации неотектонических движений, характерной для предгорных территорий [Белоусов, Энман, 1999]. Эффект пульсирующего вторичного врезания характерен для приустьевых частей рек первого — второго порядков, наиболее чутко реагирующих на изменения базиса эрозии. При прочих равных условиях вероятность развития вторичного врезания зависит от морфологии склонов водосбора, которая влияет на время добегания стока со склонов в днище долины. Чем выше вероятность одновременного добегания стока со склонов различной экспозиции, тем выше максимальные расходы воды в днище долины, но одновременно при этом увеличивается и вероятность доставки большего количества наносов со склонов [Иванова, 1990]. Оптимальные для формирования вторичных врезаний соотношения морфологии днища долины соответствуют узкому днищу и нарастающему вверх по течению уклону. В противном случае происходит замедление или остановка регрессивного отступления уступа вторичного вреза.

Обобщение морфометрических и гидравлических параметров малых рек Русской равнины позволило Н.А. Ржаницыну [1985] установить предельные модули стока наносов, соответствующие транспортирующей способности потока, для рек и ручьев различных порядков (табл. 6.3). Поскольку расход воды является функцией площади водосбора [Маккавеев, 1955], можно построить зависимость предельных значений модулей стока наносов от его площади (рис. 6.5). При нанесении на этот график среднемноголетних модулей стока наносов и площадей суходольных водосборов, для которых в результате оценки перераспределения наносов было установлено относительно равновесное соотношение эрозии и аккумуляции, выясняется, что объем поступающих с водосбора в днище долин наносов превышает предельные транспортирующие способности постоянных водотоков, существовавших в этих долинах до распашки междуречных склонов.

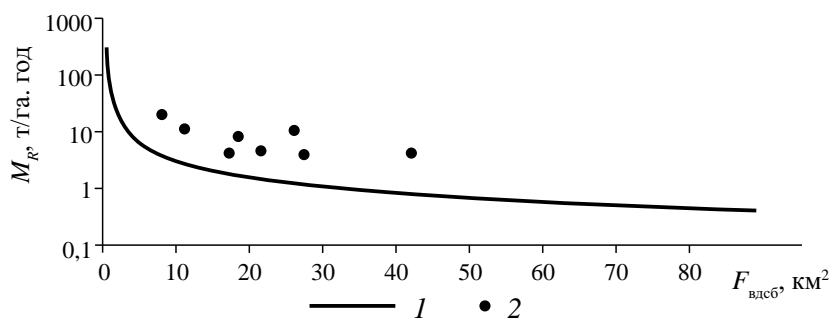


Рис. 6.5. Зависимость модуля стока наносов M_R от площади водосбора $F_{вдсб}$ [Ржаницын, 1985] (1) и для функционирующих водотоков (предельные значения модулей) соответствующей площади водосбора (2)

Обобщенные морфометрические и гидравлические параметры малых рек Русской равнины (по [Ржаницын, 1985])

Порядок реки	Площадь водосбора, км ²	Длина, км	Расход воды, м ³ /с	Ширина русла, м	Средняя глубина, м	Уклон	Модуль стока наносов, т/га
1	0,39	0,8	0,0039	0,26	0,045	0,134	310
2	1,2	1,5	0,011	0,69	0,068	0,0492	50
3	3,6	2,8	0,03	1,6	0,098	0,02	10
4	10,5	5,1	0,088	3,5	0,15	0,0089	3
5	30,7	9,3	0,25	7	0,22	0,0042	1
6	89	16,9	0,71	13,3	0,32	0,00216	0,4
7	262	31	2	24,2	0,45	0,00114	0,16

Наряду с общими закономерностями перераспределения наносов, характерными для водосборов верхних звеньев флювиальной сети умеренной климатической зоны, существуют региональные и индивидуальные особенности, обусловленные геолого-геоморфологическим строением территории, спецификой используемых севооборотов и их сочетанием с особенностями выпадения осадков и формирования поверхностного стока. Статистический анализ основных параметров, определяющих характер перераспределения наносов на водосборах верхних звеньев флювиальной сети, позволил установить, что основными среди них являются относительная площадь пашни, доля пропашных культур и размер отдельных полей [De Roo, 1993]. Поля, занятые пропашными культурами, являются основными поставщиками наносов, поскольку данные культуры обладают наименьшим проективным покрытием, а их междурядья способствуют искусственной концентрации стока. Два других параметра определяют протяженность и состав литодинамических границ на склонах междуречья.

При этом мелкоконтурность полей играет двоякую роль. С одной стороны, рост числа полей увеличивает вероятность переотложения наносов на их границах, а также снижает протяженность отдельных участков склонов, но с другой стороны, каждая граница является искусственным концентратором стока воды, способствующим формированию линейных размывов. История освоения равнин умеренной климатической зоны подтверждает ключевую роль перечисленных параметров. Так, заиление рек в зонах степи и лесостепи Великих и Центральных равнин Северной Америки и Русской равнины было синхронно периодам резкого увеличения площади пашни. Но наиболее интенсивно этот процесс происходил при делении пашни на множество наделов, что содействовало развитию оврагов [Соболев, 1948; Беннет, 1958]. Это наблюдалось, например, после реформы 1861 г. в лесостепной и на севере степной зон в пределах Русской равнины. Преобладание в севооборотах соево-кукурузного пояса США пропашных культур до периода широкого внедрения противоэрозионных обработок почвы многократно усиливало темпы смыва со склонов по сравнению с другими регионами равнин умеренного пояса, что содействовало поступлению значительного объема наносов со склонов в речную сеть.

Противоэрозионная устойчивость почв и грунтов также является важной характеристикой региональных особенностей перераспределения наносов в верхних

звеньях флювиальной сети. Поясом максимальных темпов эрозионно-аккумулятивных процессов повсеместно являются участки распространения лессов и лессовидных отложений. Чем значительнее их мощность и моложе возраст, тем выше интенсивность трансформации рельефа эрозионно-аккумулятивными процессами. Важнейшей причиной повышенной интенсивности смыва на лессах является легкость формирования на их оголенной поверхности слабоводопроницаемой корочки [Ларионов, 1993]. Например, водопроницаемость вспаханных лессовых почв Парижского бассейна составляет 30–50 мм/ч, что сопоставимо с интенсивностью выдающихся ливней, но она сокращается до 1–2 мм/ч после формирования на поверхности корочки, возникающей при разрушении почвенных агрегатов при ударном воздействии дождевых капель [Auzet et al., 1990].

Районы наиболее интенсивного смыва в области распространения лессов имеются в пределах различных частей умеренного пояса: в Северной Америке это центральная часть соево-кукурузного пояса, в Европе — Молдавское плато, в Азии — Лессовое плато и примыкающая к нему Северо-Китайская равнина. На остальных территориях интенсивность перераспределения наносов на междуречьях тем выше, чем ниже противозэрозионная устойчивость почв, снижающаяся к северу и к югу от пояса распространения черноземных почв [Ларионов, 1993], и чем выше мощность рыхлых четвертичных отложений в долинах рек.

Морфологические особенности водосборов могут играть важную роль в конкретном регионе, что позволило ряду исследователей связать их с коэффициентом доставки наносов [Соболев, 1948; Walling, 1983]. К числу характеризующих их параметров относятся общий уклон и длина бассейна, соотношение между ними, коэффициент масштабных изменений (бифуркационное соотношение, по Р. Хортону), плотность оврагов и другие параметры. На равнинах, где контрастность рельефа не столь высока, различия, связанные с характером расчленения территории, играют подчиненную роль и их можно выявить лишь при непосредственном сопоставлении индивидуальных водосборов или групп водосборов.

Из метеорологических параметров на пространственную изменчивость темпов эрозионно-аккумулятивных процессов в речных бассейнах в наибольшей степени влияют температурный режим и динамика выпадения осадков. Территории с морским климатом характеризуются мягкой зимой и относительно прохладным летом, что благодаря меньшей вероятности формирования высоких градиентов температуры воздуха, наблюдающихся на стыках прогретых (остывших) в континентальных условиях антициклонов и активных циклонов, сформированных над океаном, несколько сглаживает проявления экстремальных эрозионных событий, вызываемых выпадением интенсивных ливней и бурным таянием снега. Например, выпадение экстремального ливня со слоем более 50 мм и максимальной 30-минутной интенсивностью более 1 мм/мин на северо-западе Европы имеет повторяемость один раз в 200 лет [Demaree, 1985], тогда как в континентальной части Центральных равнин США они выпадают минимум раз в три года [Альбертс, Гидей, 1997].

Активный склоновый сток, способствующий формированию речных паводков и наводнений на северо-западе Европы в регионах с преобладанием лессов, вызывается фронтальными ливнями со слоем осадков 30–40 мм, выпадающих на переувлажненную почву в среднем один раз в два года [Boardman et al., 1994]. Паводки могут сформироваться и при фронтальных осадках со слоем 7–10 мм, если на пашне образовалась ручейковая сеть и почва переувлажнена [Boardman, 1988]. Наибольший эрозионный эффект в период снеготаяния наблюдается при выпадении ливневых дождей на оттаявшую с поверхности почву [Патаг, 1984; Жилко,

1976]. С ростом континентальности климата увеличивается доля интенсивных ливней [Альбертс, Гидей, 1997; Edwards, Owens, 1991], растет и число случаев экстремально интенсивного смыва при снеготаянии, который наблюдается при бурном таянии на слабо промерзшей почве или затяжном таянии при сильно промерзшей почве [Голосов, 1986]. Подобные условия снеготаяния имеют 10–15-процентную повторяемость [Брауде, 1976]. Большая вероятность экстремальных метеорологических ситуаций, способствующих формированию интенсивного поверхностного стока в континентальных районах равнин, предопределяет здесь более высокую динамику перераспределения наносов в верхних звеньях флювиальной сети данных регионов.

Таким образом, перераспределение наносов в днищах балок и долин верхних звеньев флювиальной сети — достаточно динамичный и пространственно неоднородный процесс. Этапы преобладания аккумуляции наносов в днищах сменяются циклами активизации вторичных врезов в балках, сопровождающимся выносом значительного количества наносов в речные долины. Поэтому данные о перераспределении наносов на отдельном водосборе не могут служить основанием для региональных выводов и тем более для количественной оценки динамики развития процессов перераспределения наносов в крупном речном бассейне или ландшафтной зоне. Для этого необходим комплексный подход к оценке развития эрозионно-аккумулятивных процессов, включающий анализ этапов земельного развития территории, синхронных им климатических изменений, смены контуровки полей и севооборотов.

Изменение условий формирования стока наносов на водосборе, например, сокращение площади пашни, ведет не только к уменьшению объема доставляемых со склонов наносов, но и сокращению максимальных расходов воды в балках и на малых реках (первый — третий порядок) верхних звеньев флювиальной сети, что снижает интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в них. Как показали наблюдения за стоком и механическим составом наносов в долине р. Гудвин Крик, сокращение площади пашни с 26 до 12% в 1982–1990 гг. привело к уменьшению концентраций тонких фракций руслообразующих наносов, песка и гравия на 62, 66 и 39% соответственно [Kuhnle et al., 1997]. Поскольку песок и гравий поступали в сток исключительно за счет размыва днища, изменение режима поверхностного стока оказало по крайней мере не меньший эффект на интенсивность размывов, чем на снижение объемов склонового смыва.

Следовательно, объем стока воды и наносов, поступающих в балки и малые реки со склонов водосбора, и морфологические особенности их днищ долин являются доминирующими факторами, определяющими как соотношение интенсивности эрозионных и аккумулятивных процессов по их длине, так и долю наносов, выносимых потоками за пределы данного водосбора. Остальные факторы играют подчиненную роль. Это позволяет проводить морфологическую типизацию водосборов балок и малых рек (верхних звеньев флювиальной сети) в пределах речных бассейнов с целью отбора характерных объектов для детального исследования интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов с последующей экстраполяцией полученных результатов на водосбор реки [Литвин и др., 1996; Golosov et. al., 1998].

6.4. ФЛЮВИАЛЬНАЯ ДЕНУДАЦИЯ В ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМАХ И СТОК НАНОСОВ В РЕКАХ

Усиление интенсивности денудационных процессов на водосборах после их распашки сопровождается увеличением поступления наносов в речную сеть. Однако связь между изменением интенсивности перераспределения материала на склонах

и объемами транспортируемых реками наносов нелинейная. Она непосредственно зависит не только от экзогенных процессов, преобладающих на склонах и в речных долинах, но и от особенностей расчленения территории, ее использования, климатических факторов и т.д.

Анализ 20 водосборных бассейнов Италии показал, что наиболее высоки значения коэффициента корреляции между стоком наносов рек и показателями режима выпадения осадков, средними уклонами русла и густотой овражно-балочного расчленения [Ciccacci et al., 1985]. Аналогичный анализ 61 бассейна рек Калифорнии свидетельствует о наиболее тесной связи стока наносов рек с потенциальной опасностью оползней [Anderson, 1981]. Наличие хороших связей указывает на значительный вклад в формирование стока наносов рек линейной эрозии в первом случае и оползневых процессов — во втором. Не менее важным фактором является пространственное положение так называемых наносопоставляющих частей водосбора, т.е. ареалов, в пределах которых формируется основная масса наносов, доставляемых со склонов междуречий в речные русла.

Не следует также забывать, что увеличение площади пахотных земель приводит к существенным изменениям в гидрографе стока рек, что при невыработанном продольном профиле и благоприятных геологических условиях может вызвать сначала усиление глубинной эрозии в руслах рек, а затем активизацию гравитационных процессов на их берегах. Так, русла рек — притоков р. Миссури в штате Айова (степная зона США) углубились в 1,5–5 раз за последние 150 лет, охватывающих период земледельческого освоения региона. Это способствовало развитию нестабильности берегов и увеличению ширины русел в 2–4 раза [Lohnes, 1997]. Земледельческое освоение бассейна р. Мадди-Крик (степная зона штата Монтана, США) в 1930-е гг., сопровождавшееся широким внедрением орошения, привело к увеличению стока воды в 8 раз, интенсивному врезанию русла, а затем и его расширению за счет размыва берегов [Witter et al., 1997].

В естественных условиях соотношение бассейновой и русловой составляющих медленно растет в пользу последней от верхних звеньев флювиальной сети к крупным речным бассейнам. Так, по данным многолетних натуральных наблюдений на малом водосборе Лоун Три (площадь 1,74 км²), расположенном в горах Калифорнии, темпы суммарной денудации изменяются год от года от 148 до 1575 т/км², причем вклад бассейновой составляющей во все годы был выше русловой в 7–44 раза [Lehre, 1982]. При этом основное поступление наносов со склонов происходило за счет схода оползней и размыва их стенок срыва. Вместе с тем более чем 30-летние наблюдения интенсивности различных экзогенных процессов на залесенных водосборах площадью 0,1–1 км², расположенных в горах штата Орегон, позволили установить, что соотношение между бассейновой и русловой составляющими равно 1,4 : 1 [Swanson et al., 1982]. Вероятно, оно близко к 1 и для ненарушенных малых водосборов равнинных территорий, поскольку для них обычно характерны достаточно узкие днища долин, что позволяет части материала, перемещаемого со склонов, достигать русел водотоков. С ростом площади в пределах слаборазрушенных речных бассейнов отмечается медленное увеличение модуля стока наносов в среднем с 4 до 16 т/км²·год для бассейнов площадью до 5000 км² [Дедков, Мозжерин, 2000]. Это однозначно свидетельствует об усилении вклада русловой эрозии в суммарный сток наносов, поскольку с ростом размеров долин все более затруднена доставка склоновых наносов в речные русла [Дедков, Мозжерин, 1984].

Денудация суши в системе материк — океан на 70% [Маккавеев, 1982] осуществляется реками, которые представляют лишь нижнее звено каскадных ЭРС.

Оценка роли бассейновой составляющей, т.е. денудации в верхних звеньях ЭРС, очень важна для прогнозов стока наносов на реках, не охваченных прямыми наблюдениями за мутностью воды, для определения скорости заиления водохранилищ и в целом для практики инженерного и экологического проектирования.

Общепризнано, что интенсификация процессов эрозии почв и наносообразования в сухоходольной сети на равнинных территориях, т.е. увеличение бассейновой составляющей стока речных наносов, обуславливает рост суммарной «речной» флювиальной денудации. Причем как сток наносов в реках, так и интенсивность бассейновой флювиальной денудации неразрывно связаны с геоморфологией территории, зональностью природных ландшафтов и степенью их антропогенного преобразования [Лопатин, 1952; Маккавеев, 1955; Сток наносов..., 1977; Дедков, Можжерин, 1984; Алексеевский, 1998]. Проблема заключается в конкретизации и количественной территориальной оценке этих связей, выявлении генетической структуры флювиальной денудации в целом.

На этом пути важнейшим обстоятельством является разделение наносов в речных руслах по механизму транспорта и методам измерения расходов на влекомые и взвешенные, как правило, более тонкие по своему гранулометрическому составу, а также разделение взвешенных наносов на транзитные и руслообразующие. Сток влекомых частиц отражает движение руслообразующих наносов, но русловые отложения формируются наносами, которые перемещаются не только во влекомом, но и частично во взвешенном состоянии.

По Н.И. Алексеевскому [1998, с. 115], решение задачи по определению внутренних и внешних источников наносов сводится к «выделению в составе взвешенных наносов транзитной (бассейновой) и русловой составляющих». В то же время содержание руслообразующих наносов во взвесах увеличивается с ростом турбулентности, при смыве гряд, т.е. с возрастанием обмена в системе поток — русло. Доля русловой составляющей взвешенных наносов является функцией географического положения бассейна, его залесенности и распаханности. В расходах наносов рек Русской равнины она достигает в среднем для рек лесной зоны 0,74 (при распаханности менее 5%), 0,40 (при распаханности более 30%), для рек лесостепной зоны — 0,2, степной — 0,09 при росте площади пашни до 60–80%. Доля продуктов размыва берегов в стоке наносов для равнинных рек также значительна — до 0,3–0,4 [Дедков, Можжерин, 1984; Алексеевский, 1998]. Типичные соотношения кумулятивных кривых гранулометрического состава для взвешенных и влекомых наносов свидетельствуют, что для рек с песчаным и песчано-галечным руслом эти кривые перекрываются на 40%, а для рек с песчано-илистым и илистым руслами — на 75% [Чалов, 2008]. Соответственно 40 и 75% наносов в руслах таких рек могут перемещаться обоими способами, т.е. могут участвовать в наносообмене поток — русло и формально быть отнесены к наносам и бассейнового, и руслового генезиса. Причем минеральные частицы, мобилизуемые на склонах и особенно в руслах оврагов, имеют различный гранулометрический состав при подавляющем для условий Русской равнины преобладании фракций не крупнее 0,05 мм (крупная пыль), которая составляет 50–60% во взвешенных наносах обоих (по составу наносов) типов. Из этого следует, что в русловых отложениях могут содержаться как наносы чисто «речного» генезиса, включая тонкие фракции, поступающие при размыве берегов и поймы, так и частицы, поступившие с водосбора.

Таким образом, оценка доли транзитной составляющей во взвешенных наносах рек не достаточна для определения доли бассейновых наносов. Поэтому для количественных территориально распределенных определений бассейновой состав-

ляющей в обширных равнинных регионах можно пользоваться такой мерой, как общий сток взвешенных наносов.

Многообразие методов и приемов исследований генезиса флювиальной денудации в речном звене ЭРС потребовало их классификации. А.В. Гусаров [2013] выделяет пять групп методов-подходов, которые, несколько обобщая, можно обозначить так:

- 1) гидрологический подход, основанный на анализе связей стока воды и наносов в их взаимодействии с ландшафтно-гидрологическими факторами;
- 2) анализ минерального и гранулометрического состава наносов и отложений;
- 3) определение генетической структуры наносов методом бассейнов-аналогов;
- 4) стационарные наблюдения процессов формирования наносов на водосборах, в которые включаются разнообразные физико-химические, в том числе радиоизотопные, методы определения объемов и источников наносов;
- 5) гидролого-картографический подход.

Наибольшее распространение получили методы первой группы, изначально использованные в работах Б.В. Полякова, [1946а], Г.В. Лопатина [1952], а затем получившие развитие в исследованиях ГГИ [Бобровицкая, 1974, 1995] и Казанского университета [Дедков, Мозжерин, 1977, 1984; Гусаров, 2013]. Сущность этой группы методов состоит в приближенной оценке русловой эрозии минимальными меженными расходами речных наносов с дальнейшей экстраполяцией этой оценки на другие гидрологические фазы с учетом связей стока воды и наносов. Гидрологический подход наиболее удобен для территориальных оценок генезиса речного стока. С его помощью был оценен вклад ряда ландшафтных факторов в сток наносов. Однако степень «приближения» оценки русловой эрозии (точнее говорить о речной эрозии) остается достаточно неопределенной. Дело не только в высокой внутригодовой неравномерности стока, но и главным образом в коренной перестройке эрозионно-аккумулятивных процессов в пойменно-русловом комплексе в половодье (период прохождения руслоформирующих расходов воды) и в межень. Именно в половодье (паводки) происходят интенсивные размывы пойменных берегов, активизируется массообмен между руслом и потоком. Достаточно неопределенной представляется доля русловых наносов, перемещаемых меженными потоками с низкими скоростями, так как ими могут перемещаться и ранее отложившиеся в русле бассейновые наносы тонкого состава. По предварительной оценке усовершенствованным гидрологическим методом доля русловой эрозии для всех рек (равнинных и горных) не превышает в среднем $8,8 \pm 1,6\%$ общего стока [Гусаров, 2013]. По натурным данным эта доля может достигать 60% [Алексеевский, 1998]. Если такая оценка окажется достоверной для равнинных рек, то это усилит обоснованность использования показателей стока взвешенных наносов в качестве меры бассейновой составляющей флювиальной денудации.

В моделях стока речных наносов до появления достоверных пространственно распределенных оценок эрозии почв и оврагообразования для характеристик интенсивности мобилизации наносов на водосборах (бассейновой составляющей) использовались косвенные показатели типа доли распаханности или «эрозионных» коэффициентов. К первым отечественным опытам территориальной количественной оценки бассейновой составляющей по известным параметрам мутности и речного стока относится работа Б.В. Полякова [1946б], в которой «эрозионный коэффициент» косвенно характеризовал суммарный потенциал поверхностной эрозии почв (характер самих почв, растительности, доли распашки и пр.). Значения «эрозионных коэффициентов» увеличивались от 1 до 5–10 в ряду подзо-

листые почвы — черноземы — черноземы предкавказские — каштановые почвы сухих степей. Сопоставление этого ряда с рядами противозэрозионной устойчивости почв (например, предложенными М.С. Кузнецовым [1981]) показывает, что коэффициент Б.В. Полякова учитывал именно эрозионный потенциал сельскохозяйственных ландшафтов в ареале распространения тех или иных типов почв, а не собственно противозэрозионную устойчивость почв. Подобный ряд устойчивости с несколько иными значениями коэффициента для соответствующих типов почв был получен Г.В. Лопатиным [1946], в формуле которого учитывались интенсивность снеготаяния, преобладающий уклон и распаханность водосбора.

Позже были предложены детальные уравнения для прогнозирования стока речных наносов и их накопления в водоемах, включающие до десятка факторов, характеризующих природные условия водосборов, в том числе их распаханность [Сток наносов..., 1977; Митчел, Бубензер, 1984]. В принципе эти модели можно использовать для решения обратной задачи — оценки наносообразования на водосборах рек с измеренным стоком наносов, однако все они региональны с неопределенными пространственными границами и, вероятно, могут служить лишь для сравнительных оценок. Более того, даже такой косвенный признак активности склоновых процессов, как распаханность водосборов, в большинстве случаев не находит себе места среди значимых факторов в моделях речного стока наносов [Лисицина, Александрова, 1972].

Обычные трудности применения метода гидрологического бассейна-аналога в исследовании генезиса современного стока наносов усугубляются существенными различиями гидролого-ландшафтных факторов стока хозяйственно освоенных и неосвоенных водосборов. Так, для таежной зоны возможности земледельческого освоения определялись низким плодородием песчаных почв с высокой водопроницаемостью или переувлажненностью почв слабо дренируемых водоразделов. В более южных лесостепных и степных районах распространение лесов на водосборах обуславливается либо распространением песков, либо малой мощностью почв на скальных породах и склонах большой крутизны, что также сказывается на формировании стока. Похожие проблемы — трудности территориальной экстраполяции снижают ценность стационарных исследований стока наносов на водосборах. К тому же при освещении всего комплекса агентов наносообразования в бассейнах они вынуждены ограничиваться малыми водосборами [Ажигиров, 1984; Duijsings, 1986].

Наиболее перспективными представляются методы анализа гранулометрического состава, особенно физико-химические, в том числе радиоизотопные, определения объемов и источников наносов, которые в настоящее время затруднительно использовать в территориальном анализе из-за узости их географической базы. Расширение базы стационарных исследований в верхних звеньях сети, разработка и широкое использование верифицированных моделей эрозии почв сделали возможным применение балансового метода исследования генезиса эрозионной части флювиальной денудации.

Результаты стационарных наблюдений на малых склоновых водосборах и различия в гранулометрическом составе наносов, сформированных за счет склоновой и овражной эрозии, были использованы для оценки долевого вклада бассейновой составляющей в бассейне р. Протвы (приток р. Оки), расположенном на юге лесной зоны. Основными артериями по доставке наносов со склонов в речные русла в бассейне являются ложбины стока талых ледниковых вод. В среднем в пределах крупных речных бассейнов водосборы ложбин составляют 30–35% от общей

площади пашни. Все наносы, смываемые с остальной пашни, откладываются у подножий нераспахиваемых склонов [Голосов, 1988а]. По вероятности поступления наносов в русло реки водосборы ложбин можно разделить на четыре типа:

- 1) наносы поступают в овражную и далее русловую сеть;
- 2) наносы через овражную сеть или непосредственно поступают на пойму рек и достигают речных русел в годы с половодьем выше среднемноголетнего уровня;
- 3) наносы полностью аккумулируются на конусах выноса в плоских заболоченных днищах долин небольших притоков, на террасах или в прудах;
- 4) наносы задерживаются на нераспахиваемых участках склонов (до вершины овражного вреза) или в замкнутых сильно заболоченных западинах, расположенных на междуречьях.

Многолетние стационарные наблюдения за перераспределением наносов на малых склоновых водосборах в среднем течении р. Протвы показали, что в период талого стока с водосборов ложбин на участке край пашни — вершина оврага при удалении от вершины не более чем на 50–60 м переоткладывается в среднем 50% (30–60%) наносов. При большем удалении задерживается более 90% наносов. Сходная картина наблюдается и при формировании ливневого смыва. Соотношения ложбинных водосборов различного типа несколько изменяются по площади бассейна, но в среднем на водосборы первого типа приходится 50–60% от общего числа водосборов, тогда как на остальные в среднем по 15% на каждый тип. Таким образом, фактически в русловую сеть доставляется не более 10% продуктов склонового смыва. Расчеты перераспределения наносов, выполненные в целом для бассейна р. Протвы выше замыкающего створа Спас-Загорье, показали, что в период снеготаяния и при выпадении стокоформирующих ливней в русла рек и ручьев доставляется в среднем 24 и 2% наносов, смытых со склонов, соответственно (табл. 6.4) [Голосов, 1988].

Таблица 6.4

Соотношение объемов материала, перераспределяемого основными рельефообразующими процессами, и баланс наносов в бассейне р. Протвы

Процесс	Объемы				Баланс наносов на дне речной долины, %	
	всего по бассейну, т	склоновой аккумуляции, т/%	долинной аккумуляции, т/%	поступление наносов в русла рек, т/%	приход	расход
Ливневой смыв	261 530	252 760/96,6	2800/1,1	5970/2,3	11,2	—
Талый смыв	88 730	59 580/67	8130/9,2	21 020/23,8	39,3	—
Крип	6580	5920/90		660/10	1,2	—
Итого	356 840	315 300/88,3	13 890/4,0	27650/7,7	51,7	—
Овражная эрозия	5500	—	2350/43	3150/57	5,9	—
Русловая эрозия + техногенный вынос	—	—	—	22 720	42,4	—

Процесс	Объемы				Баланс наносов на дне речной долины, %	
	всего по бассейну, т	склоновой аккумуляции, т/%	долинной аккумуляции, т/%	поступление наносов в русла рек, т/%	приход	расход
Речной сток в замыкающем створе	41 800	—	—	—	—	78,1
Аккумуляция наносов на пойме	11 720	—	—	—	—	21,9

К.С. Кабанова [1938] предложила оценивать соотношение бассейновой и речной составляющих в стоке наносов рек путем сравнения механического состава наносов, поступающих со склонов и формирующихся в овражной сети и руслах рек в период весеннего половодья. Использование такого подхода оптимально при условии однородного механического состава почв на всей площади пашни. На склонах междуречий в бассейне р. Протвы преобладают дерново-подзолистые почвы на покровных суглинках или морене, в механическом составе которых доминируют фракции крупной пыли, тогда как на бортах речных долин распространены зандровые пески.

На пике весеннего половодья различия в механическом составе наносов наиболее значительны (рис. 6.6, а). В оврагах в этот период наблюдается максимальный прирост вершин и размыв днищ, прорезающих долинные зандры. Об этом свидетельствует резкое увеличение в составе овражных наносов в сравнении со склоновыми частиц песчаной фракции при пропорциональном сокращении содержания более мелких частиц (рис. 6.6, а). После прохождения максимальных расходов воды на спаде половодья соответствие механического состава склоновых и овражных наносов свидетельствует об отсутствии ощутимых размывов в оврагах, которые в этот период служат только транспортными артериями по доставке наносов со склонов в русла рек (рис. 6.6, б).

Характерно, что относительный прирост песчаной фракции в стоке взвешенных наносов р. Протвы находится в пределах 36–43%. Подобные соотношения механического состава склоновых и речных наносов характерны для лет с сильным и умеренным смывом. При слабой эрозии на склонах доля частиц песчаной фракции в стоке взвешенных наносов реки увеличивается до 65%, что говорит о преобладании в такие годы эрозии в руслах рек. Часть частиц песчаной фракции, поступивших в речное русло в период ливневого стока, в отличие от более мелких пылеватых частиц задерживается в руслах рек из-за невысокой транспортирующей способности летних паводков и выносится только в период весеннего половодья. Таким образом, в среднемноголетнем разрезе долю наносов, сформировавшихся за счет эрозии в руслах рек, можно оценить в 40–45%. Остальные 55–60% наносов формируется преимущественно за счет склонового смыва. Полученные соотношения хорошо согласуются с расчетами бассейновой и речной эрозии, полученными при экстраполяции данных стационарных наблюдений на весь речной водосбор (см. табл. 6.4), и соотношением русловой и бассейновой составляющих,

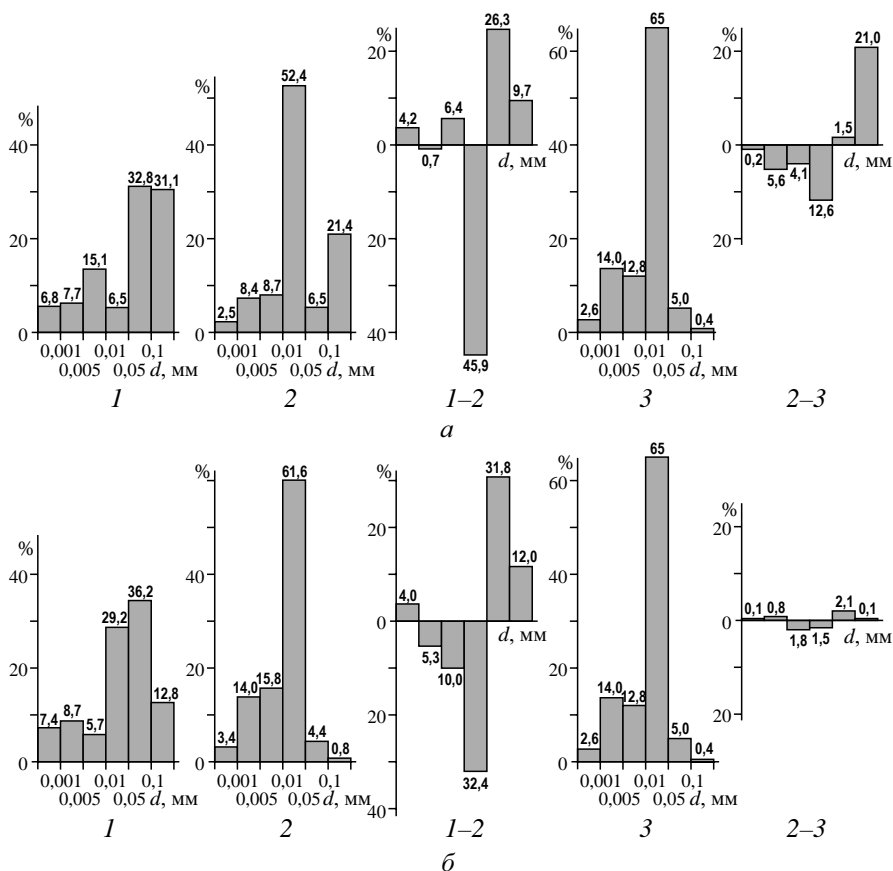


Рис. 6.6. Изменение механического состава наносов в системе склон — русло реки:

а — в период прохождения максимальных расходов воды; *б* — на спаде половодья. Наносы: 1 — речные; 2 — овражные; 3 — склоновые; разница: 1–2 — речных и овражных; 2–3 — склоновых и овражных

установленным для юга лесной зоны А.П. Дедковым и В.И. Можжериным [1984], что свидетельствует о достоверности полученных результатов.

Территориальное распределение стока взвешенных наносов на европейской части территории России (мутности, объемов, модулей) в основных чертах сходно с распределением основных ландшафтных зон. Мерой участия эрозионных бассейновых составляющих (склоновой и овражной) в суммарном эффекте флювиальной денудации может служить отношение модуля стока речных наносов M_R к $M_{ЭрС+ЭрОв}$, которое можно назвать коэффициентом выноса наносов ($K_{вн}$) [Сидорчук, 1995]. Выяснить, подчиняется ли зональности территориальное распределение бассейновой составляющей, позволяет сопоставление границ ландшафтных зон с распределением коэффициентов выноса наносов ($K_{вн}$).

Характеристика территориальных распределений интенсивности процессов эрозии почв и формирования наносов в овражно-балочных звеньях проводилась на основе мелко- и среднемасштабных карт «Эрозионноопасные земли» и «Интенсивность овражных выносов европейской территории России», характеризующих модули обоих типов флювиальной денудации [Литвин, 2002; География...,

2006]. Методы оценки эрозии почв на пахотных и пастбищных склонах и овражной эрозии, вопросы точности и надежности этих оценок подробно освещены в литературе [Добровольская и др., 2005; Добровольская, Зорина и др., 2007]. Оценка интенсивности эрозии почв и оврагов (среднемноголетние годовые значения), например, данные о взвешенных наносах, характеризовали период 1960–1980 гг. Основой оценки денудационной работы речного звена ЭРС служили данные о стоке взвешенных наносов в ряде речных водосборов малых и средних рек за период наблюдений не менее 5 лет в лесной зоне и 10 лет — для остальной территории [Ресурсы поверхностных вод..., 1976, 1979; Дедков, Мозжерин, 1984]. Первичными территориальными единицами в исследованиях являлись водосборы малых (65%) и средних рек (площадью не более 50 тыс. км²), ограниченные створами гидрологических пунктов. Водосборы, имеющие достаточно продолжительные ряды наблюдений, распределены неравномерно как по территории, так и по положению в структуре ЭРС крупных рек; преобладают речные водосборы, расположенные на возвышенностях, где находятся верховья более крупных рек. Суммарная площадь водосборов, охваченных наблюдениями, составила 58% площади исследуемого региона.

Ландшафтная характеристика территории опиралась на схему «Природно-сельскохозяйственное районирование земельного фонда СССР» [1984], где границы зон проведены с учетом изменения почвенного покрова — наиболее консервативного элемента ландшафта, чем растительность, а также с учетом особенностей сельскохозяйственного производства и определенного соотношения между пашней и другими угодьями.

Для процессов флювиальной денудации характерны значительная пространственная изменчивость и существенное влияние «масштабных» эффектов — зависимость объемов и режима стока от размеров площадей и места водосборов в структуре эрозионно-русловой системы (табл. 6.5).

Таблица 6.5

Зональные распределение и зависимости интенсивности флювиальной денудации от площади водосбора ЭРС

Интенсивность денудации*	Ландшафтные зоны								
	Лесная			Лесостепная			Степная		
	Площадь бассейна, км ²								
	0–2000	0–5000	>5000	0–2000	0–5000	>5000	0–2000	0–5000	>5000
Бассейн Белого и Баренцева морей (северная тайга, лесотундра)									
M_Q , л/с·км ²	10,9			—	—	—	—	—	—
M_R , т/км ² ·год	9,5			—	—	—	—	—	—
$M_{ЭРС}$, т/км ² ·год	0,6			—	—	—	—	—	—
$M_{Эров}$, т/км ² ·год	0,6			—	—	—	—	—	—
$K_{вн}$	11,5			—	—	—	—	—	—
n	13			—	—	—	—	—	—
Бассейн Белого и Баренцева морей (средняя тайга)									
M_Q , л/с·км ²	8,7			—	—	—	—	—	—
M_R , т/км ² ·год	10,7			—	—	—	—	—	—
$M_{ЭРС}$, т/км ² ·год	49,0			—	—	—	—	—	—

Интенсивность денудации*	Ландшафтные зоны								
	Лесная			Лесостепная			Степная		
	Площадь бассейна, км ²								
	0–2000	0–5000	>5000	0–2000	0–5000	>5000	0–2000	0–5000	>5000
$M_{ЭрОв}$, т/км ² ·год	0,8			—	—	—	—	—	—
$K_{вн}$	0,4			—	—	—	—	—	—
n	13			—	—	—	—	—	—
Бассейн Балтийского моря (северный мегасклон)									
M_Q , л/с км ²	8,2			—	—	—	—	—	—
M_R , т/км ² ·год	11,2			—	—	—	—	—	—
$M_{ЭрС}$, т/км ² ·год	172			—	—	—	—	—	—
$M_{ЭрОв}$, т/км ² ·год	—			—	—	—	—	—	—
$K_{вн}$	0,09			—	—	—	—	—	—
n	14			—	—	—	—	—	—
Бассейн р. Волги									
M_Q , л/с км ²	5,4	5,5	7,1	4,1	4,0	4,2	2,9	2,5	2,0
M_R , т/км ² год	12,4	11,5	13,3	108,1	102,9	25,5	67,7	48,4	18,5
$M_{ЭрС}$, т/км ² ·год	200,8	193,9	205,0	414,5	423,7	356,5	345,9	270,6	209,9
$M_{ЭрОв}$, т/км ² ·год	9,5	8,8	9,6	53,7	50,1	58,7	27,4	23,4	26,5
$K_{вн}$	0,060	0,095	0,101	0,338	0,298	0,069	0,204	0,141	0,088
n	32	47	27	44	61	15	11	22	14
Бассейн р. Дон									
M_Q , л/с км ²	—	—	—	4,0	3,8	5,0	2,2	2,1	1,8
M_R , т/км ² ·год	—	—	—	22,5	23,4	25,5	18,5	18,8	13,2
$M_{ЭрС}$, т/км ² ·год	—	—	—	354,2	365,1	410,7	388,9	374,4	315,7
$M_{ЭрОв}$, т/км ² ·год	—	—	—	27,5	31,1	38,2	40,1	33,9	51,3
$K_{вн}$	—	—	—	0,112	0,089	0,074	0,060	0,058	0,035
n	—	—	—	6	9	12	30	41	11
Бассейн р. Днепр									
M_Q , л/с·км ²	4,7	4,5	5,0	2,7	3,2	3,0	2,3	2,0	1,3
M_R , т/км ² год	4,7	4,5	4,2	19,0	16,3	7,8	14,5	33,8	6,5
$M_{ЭрС}$, т/км ² ·год	217,7	226,6	236,0	887,3	817,2	917,5	365,0	799,0	978,3
$M_{ЭрОв}$, т/км ² ·год	7,7	6,4	14,4	21,2	24,3	17,7	18,8	22,34	39,4
$K_{вн}$	0,054	0,047	0,017	0,027	0,024	0,008	0,038	0,036	0,006
n	9	11	10	8	12	18	2	5	7

* M_Q — модуль стока воды; M_R — модуль стока наносов; $M_{ЭрС}$ — модуль склоновой эрозии; $M_{ЭрОв}$ — модуль овражной эрозии; $K_{вн}$ — коэффициент доставки наносов; n — численность выборки (число бассейнов).

Данные таблицы свидетельствуют, что в пространственном распределении стока воды и специфике его режима — основных факторах перемещения наносов

в руслах рек — в пределах Русской равнины прослеживаются выраженные черты широтной зональности и долготная «секторность». Модули стока воды (M_Q) бассейнов малых и средних рек закономерно снижаются с севера на юго-восток и юг как в бассейнах Волги и Дона, так и в бассейне Днепра. В бассейнах Волги и Дона в лесостепной и степной зонах средние M_Q составляют 2/3 и 1/3 среднего M_Q южно-таежной зоны соответственно. Приблизительно такие же зональные соотношения характерны и для бассейна Днепра — снижение M_Q в лесостепной и степной зонах западного сектора достаточно заметны. В целом модули стока здесь ниже на 25–30%, чем в центральных и восточных районах. Кроме того, с востока на юго-запад снижается устойчивость летне-осенней и зимней межени, т.е. увеличивается доля дождевого стока и стока в период оттепелей. На крайнем юго-западе в низовьях Днепра и Южного Буга реки вообще не получают снегового питания.

По Н.И. Маккавееву [1955], расход наносов R связан с расходом воды Q зависимостью $R = KQ^m$. В этом случае существенного влияния изменения средних расходов на результирующую денудацию можно было бы ожидать во всех ландшафтных зонах каждого из бассейнов — Волги, Дона, Днепра (см. табл. 6.5), поскольку межбассейновые соотношения зональных величин m изменяются на порядок величины — от 0,2 до 3,2. Однако соответствующих территориально согласованных изменений расходов и модулей взвешенных наносов не происходит. Так, средний годовой расход воды в реках лесостепной части бассейна Волги в 2 раза ниже, чем расход воды в той же зоне, но в бассейне Дона, а соответствующий расход наносов, напротив, в 1,5 раза выше. На локальных ландшафтно однородных участках внутри мегасклонов ЕТР положительная зависимость модулей стока речных наносов от модулей стока воды проявляется более четко, но и такие зависимости, как правило, слабо коррелированы. Так, прямолинейная зависимость обнаружена для речных систем лесостепи бассейна Дона — рек Среднерусской возвышенности и севера Донецкого кряжа [Добровольская, Зорина и др., 2005, 2007]. Линейные зависимости M_R от M_Q характерны для ареалов «эрозионного» районирования ЕТС, предложенного К.Н. Лисициной [Сток наносов..., 1977]; для районов на схеме районирования Н.Н. Бобровицкой эта же связь описывается степенной зависимостью с показателем степени от 1,3 до 3,3 [Сток наносов..., 1977].

Эрозия почв в количественном отношении является преобладающим элементом флювиальной денудации в ЭРС хозяйственно освоенных территорий. Модули стока склоновых наносов здесь на один — два порядка превышают уровень овражной эрозии и выносов взвешенных наносов, достигая нескольких сотен тонн с каждого км² в год. Даже в пределах речных водосборов с очаговым земледелием на северном мегасклоне Русской равнины интенсивность эрозии почв превышает модули стока взвешенных наносов. Резкий контраст с общей картиной отмечается на юго-западе мегасклона — в бассейнах рек Ингула, Южного Буга, Роси, где модули склонового смыва возрастают в 2–2,5 раза. В целом широтная зональность и характерные черты азонального территориального распределения эрозии почв на ЕТР выражены достаточно четко.

Денудационная роль оврагов заключается как в транспорте склоновых, так и в мобилизации и транспорте собственных наносов, и именно интенсивность последних процессов оценивалась модулями овражной эрозии. Распространение оврагов имеет определенную специфику, обусловленную зональными и азональными факторами оврагообразования [География..., 2006]. Большинство оврагов на ЕТР имеет антропогенное происхождение, поэтому в особенностях их размещения просматриваются черты зональности, отражающей зональность земледель-

ческой освоенности и длительность периода распашки земель. Для освоенных регионов лесостепной и степной зон интенсивность овражных выносов на порядок ниже денудации склонов, а в более северных районах этот разрыв возрастает до 20 и более раз (см. табл. 6.5).

Соотношение интенсивности флювиальной денудации в пределах водосбора и в речном звене эрозионно-русловых систем (коэффициент выноса наносов $K_{\text{вн}}$) может служить одним из показателей бассейновой составляющей, вернее, ее мобилизационной части. Анализ территориального распределения этого показателя на южном мегасклоне Русской равнины, как и распределение суммарной денудации, демонстрирует зональные и «секторные» черты (см. табл. 6.5). Для бассейнов зоны тундры и северной тайги при максимальных значениях M_Q и M_R коэффициенты выноса также максимальны — составляют 11,5 (среднее по бассейнам) и достигают в отдельных случаях 20–40 (р. Нерица, г.п. Ильинская, р. Вынь, г.п. Половники). Уже в зоне средней тайги происходит снижение $K_{\text{вн}}$ до 0,4 и далее в южной тайге еще на порядок, а на юго-западе (лесная часть бассейна Днепра) еще на порядок. Для южной части мегасклона Русской равнины максимальны значения M_Q , M_R и $K_{\text{вн}}$ в речных бассейнах лесостепной зоны при заметном снижении модулей стока воды по сравнению с бассейнами лесной зоны (табл. 6.6). Юго-западный сектор (реки бассейна Днепра) отличается резким снижением $K_{\text{вн}}$ при незначительном снижении модулей взвешенного стока и существенном росте интенсивности эрозии почв.

На фоне зональных зависимостей на соотношении суммарной и водосборной денудации сказываются структурно-масштабные особенности ЭРС, показателем которых может служить площадь водосбора. В лесостепной и степной зонах средние значения $K_{\text{вн}}$ снижаются с ростом площади водосбора и только в таежной части бассейна Волги зависимость между ними положительна (табл. 6.5). Однако все эти зависимости-тенденции отличаются малой теснотой связи, а для южных зон могут быть охарактеризованы лишь верхними огибающими поле точек (рис. 6.7).

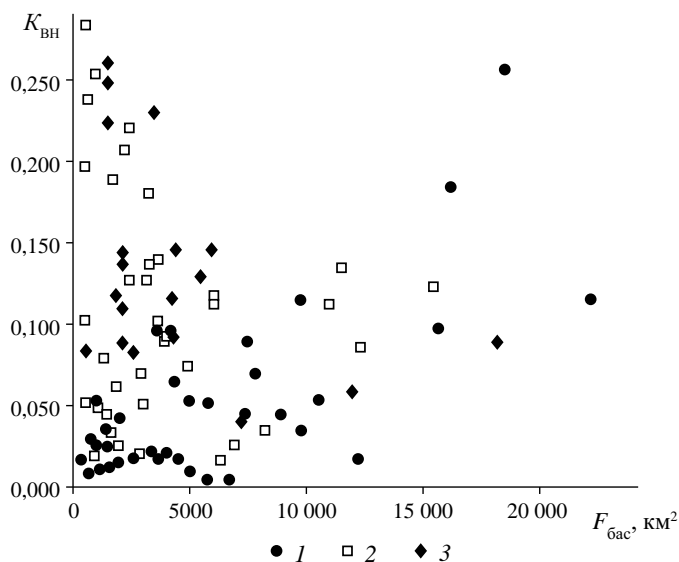


Рис. 6.7. Зависимость коэффициента выноса наносов $K_{\text{вн}}$ от площади бассейна $F_{\text{бас}}$ в различных ландшафтных зонах:
1 — тайга; 2 — лесостепь; 3 — степь

В зональном разрезе отмечается положительная корреляция между интенсивностью всех трех типов процессов: склоновой, овражной и русловой (речной) эрозией. Но закономерности территориального распределения $K_{\text{вн}}$ обуславливаются прежде всего распределением интенсивности процессов эрозии почв, что особенно ярко проявляется во внутризональных распределениях $K_{\text{вн}}$. Так, соотношение между стоком русловых и бассейновых продуктов эрозии изменяется в лесных зонах Русской равнины от 5,9 до 0,2 при изменении распаханности водосборов от < 30 до > 70% [Мозжерин, Курбанова, 2004]. На этом фоне существенные вариации обуславливаются геоморфологическими и климатическими факторами, которые во многом контролируют доставку наносов в речные русла. Максимальные значения M_0 речных бассейнов лесостепной зоны волжского бассейна обусловлены расчлененностью рельефа, тогда как несоответствие M_0 высокой интенсивности эрозии почв, вероятно, можно отнести за счет преобладания здесь ливневой эрозии, при которой доставка наносов со склонов в русла рек значительно ниже, чем при снеготаянии [Голосов, 2006].

Для бассейнов равнин умеренного климатического пояса, расположенных в зоне интенсивного сельскохозяйственного освоения, основными источниками наносов являются склоновый смыв и овражный размыв, включающие также материал, формирующийся при развитии гравитационных процессов по бортам оврагов. Доля наносов бассейнового происхождения, достигающих русел рек в пределах лесной и севера лесостепной зон, контролируется в основном площадью пахотных земель, ее расположением относительно речных долин и характером расчленения территории в целом. Распаханность в пределах степной и лесостепной зон равнин умеренного пояса давно превысила рубеж 50%, на что указывает практически полное отсутствие неизмененных речных бассейнов в этих зонах [Дедков, Мозжерин, 1984]. Поэтому представляется логичной оценка влияния различных факторов на поступление наносов бассейнового происхождения в речные русла на примере территории, расположенной на границе лесной и лесостепной зон, где различия в условиях формирования бассейновой составляющей стока наносов проявляются наиболее наглядно. Таковым является бассейн р. Оки, расположенный на границе южно-таежной зоны с зоной широколиственных лесов и лесостепью и хорошо обеспеченный наблюдениями за стоком наносов на речных створах. Анализ проводился по данным гидрологических постов с периодом наблюдений более 10 лет и с отсутствием в пределах их водосборов крупных водохранилищ [Голосов, 1989]. По каждому водосбору были определены гидрологические характеристики и среднегодовалые модули стока взвешенных наносов (табл. 6.6). Модули стока наносов со склонов для каждого из анализируемых водосборов установлены по карте эрозионноопасных земель ЕТР. Во избежание ошибок, возникающих за счет картографических погрешностей, площади бассейнов и пашни приведены к данным, помещенным в гидрологических ежегодниках. На основе аналогичного подхода по карте плотности оврагов ЕТР [Косов и др., 1970] рассчитана средневзвешенная заовраженность (число оврагов на км²) для каждого речного водосбора.

С учетом того, что в естественных условиях модули стока наносов рек на ЕТР равны 4–6 т/км² в год, соотношение модулей стока наносов речного M_p и бассейнового (склонового и овражного) $M_{\text{Эрс+ЭрОв}}$ генезиса, характеризующее по существу коэффициент доставки наносов, в среднем для бассейнов составляет 6% с максимумом на юго-востоке территории, где оно возрастает до 12%. Это в целом соответствует результатам натурных исследований в бассейне р. Медвенки и расчетным данным, полученным для бассейна р. Оки И.В. Старостиной [1972]. Если

относить бассейны рек с распаханностью менее 25% к разряду слабонарушенных, то сток наносов за счет поступления в русла рек бассейновой составляющей равен в целом по бассейну в среднем около 16 т/км² в год с увеличением от юга лесной зоны к лесостепи. Можно полагать, что подавляющая часть наносов, доставленных в русла рек со склонов, аккумулируется в пределах днищ долин, поскольку среднелетний модуль стока наносов р. Оки на замыкающем створе (г. Муром) равен 7,5 т/км² в год, что соответствует модулям стока наносов верховьев рек Москвы и Истры, наименее антропогенно нарушенных (из числа рек, имеющих гидрологические посты) в пределах всего бассейна верхней Оки (см. табл. 6.6). Из-за различий в условиях стока в пределах бассейна Оки в целом для рек бассейна связь между M_p и $M_{\text{ЭрС+ЭрОв}}$ проявляется слабо. Но при рассмотрении результатов расчетов, относящихся к различным физико-географическим зонам, выявляются некоторые закономерности (рис. 6.8).

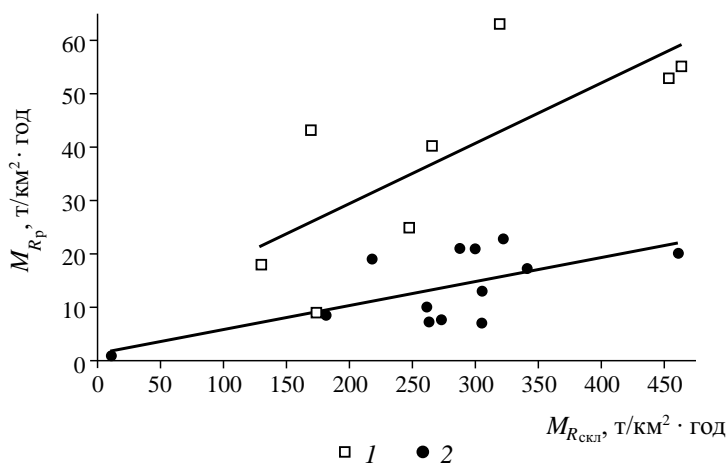


Рис. 6.8. Зависимость между модулями стока наносов реки M_{Rp} и стока наносов со склона $M_{Rскл}$ для рек бассейна Оки:
1 — лесная зона и север лесостепи; 2 — лесостепь

Таблица 6.6

Модули стока наносов рек бассейна р. Оки и факторы, его определяющие [Голосов, 1989]

Река	Площадь бассейна, км ²	Среднелетние модули стока наносов, т/км ² в год		$M_{\text{ЭрС+ЭрОв}}/M_p$, %	Уклон реки, %	Лесистость, %	Число оврагов на 1 км ²	Распаханность, %
		Реки, M_p	Склоны, $M_{\text{ЭрС+ЭрОв}}$					
Ока	513	55,0	464	11,9	1,2	7	59	75
	54 900	19,0	435	4,4	0,12	23	46	55
	188 000	7,5	317	2,4	—	35	42	59
Зуша	6000	53,0	454	11,7	0,32	7	68	67

Река	Площадь бассейна, км ²	Среднегодовое количество модулей стока наносов, т/км ² в год		$M_{Эрс+ЭрОв}/M_p$, %	Уклон реки, %	Лесистость, %	Число оврагов на 1 км ²	Распаханность, %
		Реки, M_p	Склоны, $M_{Эрс+ЭрОв}$					
Упа	8210	20,0	461	4,4	0,21	8	60	55
Жиздра	6940	8,5	181	4,7	0,3	46	59	30
Таруса	872	19,0	218	8,8	0,9	46	12	29
Протва	3640	7,5	273	2,7	0,28	49	12	27
Осетр	3020	17,0	340	5,0	0,43	14	47	64
Мокша	15 800	13,0	305	4,3	0,18	16	35	60
	28 600	9,9	261	3,8	0,18	25	66	50
Атмисс	2310	63,0	320	19,7	0,6	9	75	70
Ломовка	1110	40,0	266	15,0	1,50	17	37	40
Вад	527	25,0	248	10,1	1,80	24	37	45
	1930	8,9	174	5,1	0,7	37	37	35
Челновая	323	18,0	130	13,8	1,80	1	15	60
Выша	2190	43,0	170	25,3	1,4	6	37	50
Бужа	1100	0,5	10	5,3	0,26	65	12	4
Кердь	537	22,7	322	7,0	1,00	5	54	70
Проня	3520	21,0	288	7,3	0,34	4	41	64
	2300	8,0	278	2,9	0,35	3	31	62
	1310	21,0	300	7,0	0,38	3	24	59
Медведенка	40	61,0	737	8,3	0,6	45	12	51
Истра	1950	7,1	262	2,7	0,46	60	12	21

Для рек юго-востока бассейна, расположенных в пределах лесостепи, характерен гораздо больший вклад бассейновой составляющей в сток наносов рек. Это связано с более дружным снеготаянием, что содействует поступлению большего количества наносов со склонов в русла рек. В результате бассейновая составляющая для данной группы рек равна не менее 80% от суммарного стока наносов. В лесной зоне имеется большее количество литодинамических границ, которые содействуют переотложению наносов в пределах склонов. На севере Среднерусской возвышенности часть наносов задерживается в суходольной сети. Соответственно даже в пределах интенсивно распаханых водосборов вклад бассейновой составляющей в сток наносов не превышает 60%.

Связь стока наносов рек бассейна р. Оки с заовраженностью территории не проявляется. Это связано с тем, что на территориях достаточно длительного освоения, к которым относится бассейн р. Оки, большинство оврагов практически полностью завершило свой рост и поэтому не является в настоящее время существенным источником поступления наносов [Бутакон и др., 2000].

Влияние степени распаханности территории на поступление наносов в речные русла не выявлено. Это подтверждает то, что гораздо важнее положение пашни относительно речных долин. В то же время выявлена зависимость сокращения склоновой составляющей в речном стоке по мере роста лесистости бассейна (рис. 6.9). Особенно четко она проявляется для небольших рек бассейна, что вызвано более чуткой реакцией стока на изменение условий в пределах меньших по площади водосборов.

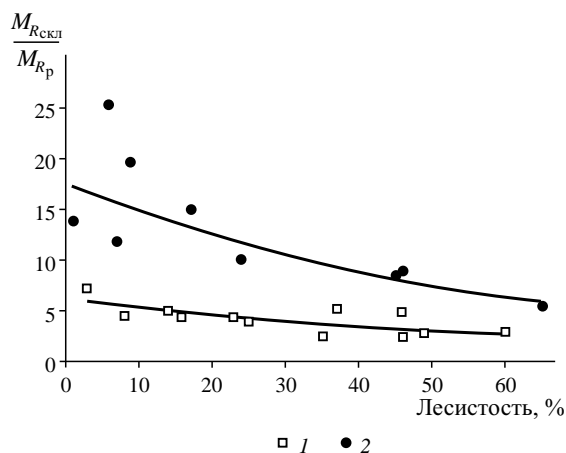


Рис. 6.9. Зависимость доли склонового стока в стоке наносов реки $\frac{M_{R_{п}}}{M_{R_{скл}}}$ от лесистости водосбора для бассейна Оки:
 1 — средние и большие реки; 2 — малые реки

6.5. АККУМУЛЯЦИЯ НАНОСОВ НА ПОЙМЕ

Речные поймы являются частью дна речной долины, в пределах которой происходит накопление наносов, хотя в ходе русловых деформаций речной поток, воздействуя на берега, размывает их. Процессы аккумуляции наносов являются доминирующими на поверхности поймы, за исключением случаев ее распашки, когда не защищенная с поверхности растительным покровом пойма может размываться при прохождении паводков и половодий. Поэтому аккумуляция наносов на пойме, с одной стороны, является важным компонентом баланса наносов на речном водосборе, с другой — отчетливым индикатором интенсивности процессов перераспределения наносов в бассейне в целом.

Поймы рек — аккумулятивные образования, формирующиеся в результате накопления взвешенных наносов на поверхности относительно стабильных, обсыхающих в маловодные фазы водного режима прирусловых отмелей (кос, побочней, осередков), на которых появляется растительность. Растительность, особенно густые всходы ивы и плотные куртины рыхлокустовых злаков, в 3–8 раз увеличивает шероховатость поверхности, что в несколько раз снижает скорость потока при их последующем затоплении. Так как количество и крупность переносимых наносов прямо зависит от скорости потока, взвешенные частицы начинают осаждаться, плащеобразно перекрывая песчаную или галечную поверхность отмелей, образуя наилок и формируя со временем пойменную фацию аллювия.

Крупнопесчаные частицы осаждаются на пойме при скоростях потока 0,8–1,3 м/с, среднепесчаные — 0,5–0,9 м/с, мелкие — 0,3–0,6 м/с; тонкие илистые частицы остаются во взвеси при самых малых скоростях течения. Так как скоростное поле потока над затопленными отмелями и поймой неоднородно, происходит механическая сортировка наилка, вследствие чего на пойме и наблюдается закономерная смена его крупнопесчаного состава до илистого по мере удаления от реки. Наиболее крупный аллювий отлагается в прирусловой зоне, в местах слива воды из русла в пойму: на верхних крыльях излучин, на оголовках островов и островных массивов, на берегах развивающихся и многоводных рукавов. Здесь наиболее активно создаются половодные формы рельефа — наложенные прирусловые валы, гряды, набросы песка и т.д. Высота наложенных прирусловых валов и свежих песчаных набросов может превышать 1–1,5 м, темпы их образования намного превышают средние темпы отложения наилка. В центральной и притеррасной зонах аккумулятивные половодные формы рельефа не формируются, так как большая часть наносов, поступивших на пойму, уже отложилась в прирусловой зоне. На центральной пойме происходит плащеобразное, относительно равномерное осаждение мелких фракций, а в притеррасной зоне, где скорости потока минимальны, выпадают наиболее тонкие, илистые наносы, трансформирующиеся затем в тяжелые суглинки.

Механическая сортировка наносов происходит также на спаде половодья. При снижении скорости потока и уменьшении его глубины сначала выходят из транспорта наиболее крупные частицы; более мелкие остаются во взвешенном состоянии до тех пор, пока скорость потока не станет меньше незаиляющей. Поэтому крупность наилка обычно уменьшается от нижней к верхней границе ежегодно образующегося слоя. Средние уровни пойм отличаются хорошо выраженной тонкой слоистостью и большим разнообразием литологического строения слоев, так как режим затопления здесь часто и резко меняется от года к году.

Роль пионерной растительности в накоплении наносов исключительно велика. На горных реках даже при высокой мутности потока на лишенных растительности валунно-галечных отмелях длительное время образования наилка и тем более их зарастания не происходит или оно идет крайне медленными темпами, в том числе из-за кольматации взвешенными наносами галечно-валунной толщи. На р. Баксане (Приэльбрусье) при появлении пионерной растительности песчано-галечная пойма может достичь максимальной высоты (1,5 м) за 12–20 лет при максимальных темпах аккумуляции наносов на пойме 10–15 и даже 20 см в год; при отсутствии растительности пойменная фация практически не образуется.

Состав пойменной фации аллювия (наилка) мало зависит от состава руслового: на горных реках, реках, протекающих в горах, и на равнинных реках с песчаным аллювием он практически одинаков — это мелко- и тонкозернистые пески в прирусловых зонах поймы и ложбинах и тонкодисперсные супеси и суглинки в центральных и тыловых.

Зарастание прирусловых отмелей, дающее «толчок» к формированию пойм, — сложный процесс, который зависит как от водного режима реки, так и от биологических особенностей пионерных видов, их онтогенеза и жизненного цикла. Большое значение имеет совпадение сроков диссеминации и обсыхания поверхности отмелей. На Оби за 40 лет — с 1950 по 1990 г. — такая ситуация возникала лишь четыре раза [Бокк, 1993]. Необходима также серия из трех — четырех мало-водных лет для стабилизации и развития пионерных сообществ. Обычно всходы ивы, даже высотой до 50 см и насчитывающие десятки растений на 1 м², унич-

тожаются последующим высоким половодьем. Поэтому процессы формирования пойм часто носят дискретный и циклический характер — в зависимости от чередования маловодных и многоводных лет.

Иллюстрацией к высказанному положению является реакция пойм на экстремальные половодья и паводки. Такой паводок прошел на среднем и нижнем Амуре летом — осенью 2013 г. Синхронное выпадение обильных осадков в бассейнах всех притоков Амура обусловило быстрый и мощный подъем воды в августе, причем уровни воды превышали средний паводочный на 2 м при продолжительности сверхвысокого стояния воды 76 дней (по г.п. Хабаровск). Подобное явление отразилось на процессах накопления паводка в пойме р. Амура. Обычно (в среднемноголетнем разрезе) затопление поймы происходит на глубину до 1 м на срок, не превышающий нескольких дней (недель), далеко не каждый год. В прирусловой зоне поймы отлагается до 1 см наилка, в ложбинах — до 5 см, в центральных и тыловых зонах поймы — несколько миллиметров тонкодисперсных отложений. В 2013 г. отложилось: в прирусловой зоне — до 50 см наилка, в ложбинах — до 60–70 см, в центральной зоне — 2–4 см, в тыловой — до 10 см. Повышенная мощность наилка в последнем случае объясняется концентрацией в тыловой части поймы потоков полых вод, при обычных паводках туда почти не проникающих.

Необычным оказался механический состав наилка: если при средних по мощности и даже высоких паводках в прирусловой зоне отлагаются тонкопесчаные фракции, в центральной и тыловой зонах — илстые частицы, то при экстремальном паводке в прирусловой зоне накапливались фракции среднезернистого песка, в центральной — мелкозернистого, в притыловой — мелко- и тонкозернистого.

Темпы аккумуляции наносов и роста прирусловых зон пойм в высоту изменяются экспоненциально: от десятков сантиметров на первых стадиях ее развития (низкие уровни) до нескольких миллиметров за одно половодье на высоких. По мере увеличения высоты поймы частота и длительность ее затопления становятся меньше, и уже через несколько десятилетий рост относительных отметок резко замедляется. Имеют значение также мутность потока, высота и продолжительность половодья, глубина затопления, совпадение или несовпадение пиков мутности и максимальных уровней половодья, направленность вертикальных и интенсивность горизонтальных деформаций русла. Поэтому время пойменного цикла — от стабильного побочня или осередка с пионерной растительностью до высокой поймы — для конкретных рек различается в десятки раз. На крупных реках с большим стоком взвешенных наносов образование высоких пойм занимает несколько десятилетий. На верхней Оби формирование островов высотой 4–5 м над меженным уровнем продолжается 40–90 лет при средних темпах накопления наносов 5–15 см в год. На средней Оби у г. Колпашево гривистый массив поймы площадью 8 км² и высотой до 7,5 м в вершине излучины сформировался за 110 лет, причем только за последние 40 лет у выпуклого берега излучины отложилось 14–15 млн м³ материала, т.е. оседало в среднем около 450–500 тыс. м³ в год. На малых реках и реках с небольшой мутностью потока темпы формирования пойм существенно меньше, но, если не происходит направленного врезания русла, любая пойма достигнет своей максимальной высоты за счет отложения наносов на ее поверхности за 200–250 лет.

Отложение наносов на поверхности и рост поймы в высоту теоретически заканчивается, когда она достигнет максимальной высоты половодья. Но обычно мощность пойменной фации аллювия и высота поймы меньше возможных макси-

мальных значений [Маккавеев, 1955; Петров, 1979]. Это объясняется тем, что среднemaxимальные уровни половодий и паводков достигают отметок поверхности высокой поймы за короткий срок, когда большая часть взвешенных наносов уже отложилась в более низких местах и на очень малую глубину. Поэтому поступление новых порций тонкого материала на пойму или вообще не происходит, или соответствует микроскопически малому слою, находящемуся в пределах точности измерений и тут же вовлекаемому в иные процессы (почвообразование, деятельность землеройных организмов и др.).

На реках с широкопойменным руслом значительная часть пойменных массивов или их фрагментов уничтожается при их размыве потоком. Так, в среднем течении Хопра при темпах продольных и поперечных смещений излучин 1–4 м в год образование на их шпорах высокой (4–5 м над меженным уровнем) гривистой песчаной прирусловой поймы занимает 220–250 лет [Романовский, Раева, 2005]. За столетие река перерабатывает около 14 га поймы на 1 пог. км, и за 1000 лет река может «обновить» более 60% площади поймы. Однако размываются, как правило, массивы зрелой поймы, уже давно достигшей своей предельной высоты, но иногда и более молодые пойменные массивы, еще не достигшие своей предельной высоты. Подобные примеры по материалам собственных наблюдений на Волге и Днестре и по литературным источникам приведены Н.И. Маккавеевым [1955].

Таким образом, постоянно происходит обмен материалом между поймой и руслом: русловые процессы формируют пойму и на пойме откладываются взвешенные наносы; обновременно размыв пойменных берегов сопровождается поступлением в русло влекомых (русовая фация) и взвешенных (пойменная фация) наносов.

Заметно изменяет процессы формирования наилка на поверхности пойм хозяйственная деятельность на водосборах. Особенно это касается малых рек в сельскохозяйственной зоне, где повсеместная распашка водосборов привела к избыточному поступлению наносов в реки, вызывая заиление их русел и повышенную аккумуляцию на пойме. В результате произошло увеличение суммарной мощности ежегодно откладываемого наилка [Мозжерин, Курбанова, 2004]. Исследования Г.П. Бутакова, С.Г. Курбановой и др. [2000] показали: если средняя скорость наилконакопления на поймах лесных малых рек, находящихся в естественных условиях, составляет 0,3–0,5 мм/год, то при распашке водосборов она увеличивается до 5–25 мм/год. На высоких поймах рек лесостепной и степной зон востока Русской равнины антропогенно обусловленный наилок привел к погребению верхних горизонтов пойменных почв слоем мощностью от 30 до 80 см.

Современные темпы накопления наносов на поймах рек могут определяться различными методами. Наиболее широко в последние годы используется радиоизотопные методы, которые при одновременном применении изотопов цезия ^{137}Cs глобального и Чернобыльского происхождения и атмосферной составляющей изотопа свинца-210 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ позволяют определить динамику среднесуточных темпов аккумуляции за почти 150-летний период. При этом наиболее достоверно выявляется интенсивность пойменной аккумуляции за период с 1963 г. (пик выпадения глобального ^{137}Cs в северном полушарии) и с 1986 г. (пик Чернобыльских выпадений). Восстановление хронологии накоплений отложений позволяет реконструировать историю индустриального и сельскохозяйственного загрязнения речных бассейнов [Walling et al., 2003; Golosov et al., 2012]. Некоторые оценки сред-

немногочисленных темпов аккумуляции, определенные радиоизотопными методами, приведены в табл. 6.7.

Таблица 6.7

Темпы аккумуляции наносов на реках различных природных зон, установленные с использованием радиоцезиевого метода [Golosov, Walling, 2014]

Река	Страна	Средние темпы аккумуляции, см/год	Период осреднения, лет	Авторы	Примечания
Морава	Чехия	0,6	20	Kadlec et al., 2009	—
Вайнималаг	Фиджи	3,2	40	Terry et al., 2002	Предгорья
Фалефа	Самоа	4,0	40	Terry et al., 2006	Один разрез
Стемпл Крик	США	0,85	40	Ritchie et al., 2004	Среднее для нескольких уровней поймы
Тереза Крик	Австралия	0,13	50	Hughes et al., 2009	Среднее для ряда участков
Вест Фок	США	0,45	40	Carson, 2006	Среднее для ряда участков
Верхняя Миссисипи	США	1,0	40	Benedetti, 2003	Среднее для двух участков
Кучоро	Япония	1,3	40	Mizugaki et al., 2006	Среднее для ряда участков
Северн	Великобритания	0,7	25	Du, Walling, 2012	За период с 1986 г.
Северн	Великобритания	1,38	45	Du, Walling, 2012	За период с 1963 по 1986 г.

Темпы аккумуляции наносов на поймах малых рек территорий с активным сельскохозяйственным производством во многом отражают интенсивность процессов перераспределения наносов на их водосборах. Для таких рек бассейновая составляющая в стоке наносов играет доминирующую роль [Дедков, Мозжерин, 1984]. Это отличает малые реки от средних и крупных, для которых существенным источником отлагающихся на пойме наносов становится размыв берегов [Маккавеев, 1955].

Среднерусская возвышенность благодаря высокому плодородию серых лесных почв и черноземов, сформировавшихся на преимущественно лессовых отложениях, является одной из наиболее распаханых территорий Русской равнины. Максимум распашки пришелся на вторую половину XIX в., когда после отмены крепостного права в качестве пашни использовались даже крутые борта долин. Это способствовало интенсификации смыва почв, активному росту оврагов и поступлению наносов в значительных объемах на поймы и в русло рек [Соболев, 1948]. Последовавшие в период коллективизации укрупнение полей, начало использования тяжелой сельскохозяйственной техники и резкий рост площадей под пропашными культурами (кукуруза, сахарная свекла) во второй половине 1950-х гг. способствовали усилению эрозионных процессов на склонах междуречий и еще большему поступлению наносов в реки и на их поймы. В результате антропогенно

обусловленные накопления на поймах малых рек центра Русской равнины составляют 1,5–2,0 м, а местами достигают 3–4 м [Голосов, 2006].

Использование в качестве маркера радиоактивного изотопа ^{137}Cs позволяет выявить закономерности динамики накопления пойменного аллювия. Данный изотоп имеет искусственное происхождение, а его массовое выпадение связано с проведением ядерных взрывов в открытой атмосфере в 1954–1963 гг. Максимумы поступления ^{137}Cs из атмосферы в Северном полушарии пришлось на 1958–1959 и 1963–1964 гг. В дальнейшем доля глобальных выпадений ^{137}Cs постоянно сокращалась вплоть до апреля 1986 г., когда случилась авария на Чернобыльской АЭС произошел выброс в атмосферу радионуклидов, в том числе ^{137}Cs . Загрязнению подверглась обширная территория, включая большую часть Европы [Атлас..., 1998], в том числе и Среднерусская возвышенность.

Особенностью радиоактивного ^{137}Cs является его быстрое и прочное сорбирование почвенными частицами непосредственно после выпадения. Поэтому ^{137}Cs является надежным маркером, используемым при изучении темпов аккумуляции наносов, в том числе на поймах рек [Голосов, 2000]. При послойном отборе образцов из разреза, заложенного на пойме, последующее определение содержания изотопа ^{137}Cs в отложениях позволяет получить эпюру его вертикального распределения. В большинстве случаев отчетливо выделяются максимумы содержания ^{137}Cs , соответствующие его пиковым выпадениям в 1964 и 1986 гг., которые отражают положение поверхности почвы на данные временные рубежи. Необходимо учитывать, что со временем происходит незначительное заглубление пика содержания ^{137}Cs (2–3 см), связанное со слабой миграцией изотопа по почвенному профилю.

Исследования динамики пойменной аккумуляции проводились на ряде участков пойм рек Среднерусской возвышенности — Зуше (бассейн Оки), Турдее (бассейн Дона), Конопельке, Черни, Воробже (бассейн Днепра). Разрезы для послойного отбора проб закладывались на каждой из рек как минимум на двух морфологически типичных участках пойм, расположенных на удалении в несколько километров друг от друга. На изучаемых участках пойм рек Черни и Турдея дополнительно проводился отбор интегральных проб (по 8–10 точек отбора на каждом участке) из горизонтов 0–30 и 30–60 см для определения общего содержания изотопа ^{137}Cs . Точки отбора интегральных проб в пределах каждого участка характеризовали различные элементы пойменного рельефа и различные уровни поймы. Подготовка проб и анализ содержания изотопа ^{137}Cs проводился на гамма-спектрометре. При расчете темпов аккумуляции наносов за два временных интервала использовались эпюры вертикального распределения изотопа ^{137}Cs , учитывая незначительное заглубление пиков 1964 и 1986 гг. в результате вертикальной миграции изотопа. Расчет темпов аккумуляции по суммарному содержанию ^{137}Cs в интегральных пробах проводился по модели, предложенной Д. Уоллингом [Walling, He, 1997].

Анализ эпюр вертикального распределения изотопа ^{137}Cs позволил оценить динамику накопления наносов на обследованных участках пойм за два, а в ряде случаев за три временных интервала (рис. 6.10). Следует отметить, что абсолютные величины максимумов содержания чернобыльского изотопа ^{137}Cs (1986 г.) существенно варьируют от одной реки к другой в связи с высокой вариабельностью выпадения изотопа данного происхождения. Напротив, максимумы 1964 г., относящиеся к глобальным выпадениям и хорошо выявляемые на эпюрах вертикального распределения, везде относительно близки по абсолютной величине концентрации изотопа ^{137}Cs , что соответствует относительно равномерному поступлению изотопа ^{137}Cs бомбового происхождения на равнины умеренного пояса ЕТР.

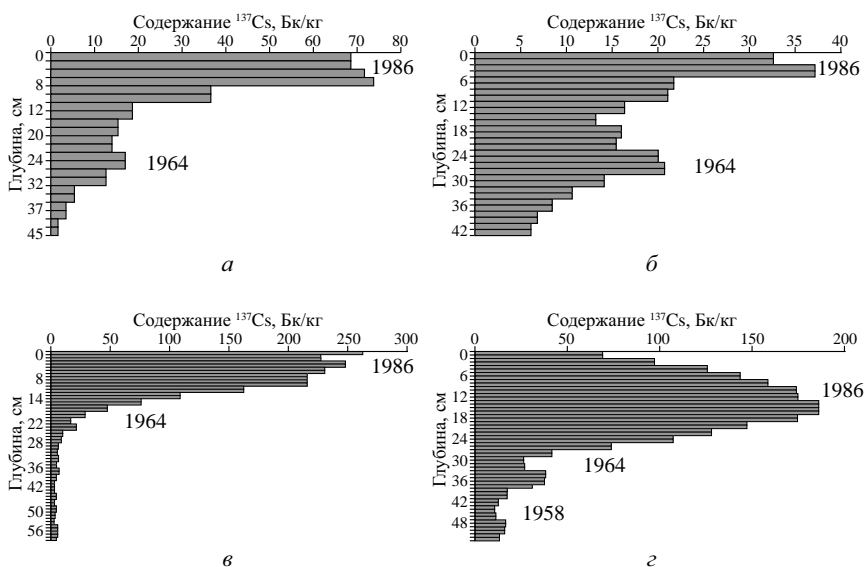


Рис. 6.10. Эпюры вертикального распределения изотопа ^{137}Cs в пойменных отложениях некоторых малых рек центра Русской равнины:

а — р. Конопелька, нижнее течение; *б* — р. Ворожба, нижнее течение; *в* — р. Чернь, среднее течение; *г* — р. Турдей, среднее течение. Годами обозначена поверхность поймы данного года

Темпы аккумуляции наносов на поймах исследованных рек сократились за два последних десятилетия повсеместно, причем в основном в 3–5 раз (табл. 6.8). Можно выделить несколько причин данного тренда. Во-первых, это снижение объемов смыва и сокращение поступления наносов в днища речных долин из-за уменьшения площадей пахотных земель в 1991–2005 гг. Во-вторых, происходящее в последние десятилетия существенное снижение поверхностного талого стока со склонов междуречья из-за уменьшения глубины промерзания почвы, что способствовало увеличению продолжительности половодий с одновременным снижением максимальных расходов воды. Это привело к уменьшению частоты выхода воды на ранее регулярно затапливаемые уровни поймы с одновременным сокращением темпов размыва речных берегов. Наконец, по мере накопления пойменной фации аллювия постепенно происходит естественное повышение уровней поймы. При сокращении стока наносов в последние 20 лет оно не компенсируется повышением отметок дна русел малых рек вследствие их заиления, которое было возможным ранее при больших объемах поступающих с водосбора наносов.

Таблица 6.8

Среднегодовые темпы аккумуляции наносов (мм/год) на поймах рек Среднерусской возвышенности за два временных интервала

Река	Участок течения	Интервал времени	
		1964–1986	1986–2008
Турдей	Верхнее	—	1,6–2,0
	Нижнее	7,9–8,3	6,8–7,2
Зуша	Верхнее	17,9–18,3	4,3–4,7
	Нижнее	13,4–13,8	4,3–4,7

Река	Участок течения	Интервал времени	
		1964–1986	1986–2008
Чернь	Верхнее	7,5–7,9	2,1–2,5
	Нижнее	7,9–8,3	2,2–2,6
Воробжа	Верхнее	—	1,2–1,6
	Нижнее	10,7–11,1	1,2–1,6
Конопелька	Верхнее	7,0–7,4	2,0–2,4
	Нижнее	8,9–9,3	1,6–2,0

Более значительное (в 7,8 раз), чем на большинстве рек, сокращение темпов аккумуляции на р. Воробже связано со строительством плотины в ее среднем течении в середине 1980-х гг. Значительная часть наносов, ранее транспортировавшихся вплоть до устья реки, аккумулируется в образовавшемся водохранилище. В то же время на р. Турдее темпы аккумуляции снизились лишь в 1,15 раза, что обусловлено рядом обстоятельств. Во-первых, в течение ряда лет в данном речном бассейне проводились активные работы по строительству многополосной автостреды «Дон». Вероятно, активизация дорожной эрозии привела к росту объема наносов, поступающих в речную сеть. Во-вторых, для данного водосбора характерно наличие протяженных донных врезов в сухих долинах — притоках р. Турдее, что существенно облегчает поступление наносов с водосборных склонов в днище речной долины. При этом продукты размыва донных оврагов являются дополнительным источником наносов. Наконец, данный водосбор самый северо-восточный из числа изученных.

Полученные данные о снижении интенсивности пойменной аккумуляции на исследованных малых реках подтверждают выявленную тенденцию снижения стока взвешенных наносов в конце XX — начале XXI вв., наиболее выраженную в лесостепной зоне ЕТР [Dedkov, Gusarov, 2006].

Пространственная вариабельность современных темпов аккумуляции подтверждает известные тенденции накопления пойменного аллювия. Наиболее быстрое отложение наносов происходит на небольших по площади прирусловых фрагментах низкой поймы (высотой до 0,5 м над меженным уровнем реки), затапливаемой при каждом паводке. Здесь в год аккумулируется 4–17 мм наносов (табл. 6.9). На основной части поймы (1,5–2,0 м над меженным урезом воды) максимум аккумуляции отмечается в понижениях ее рельефа, где темпы накопления материала вдвое выше средних значений для данного уровня поймы.

Таблица 6.9

Вариабельность осредненных за период 1986–2008 гг. темпов аккумуляции наносов (мм/год) на поймах рек Черни и Турдее [Маркелов и др., 2012]

Участок течения	Река Чернь			Река Турдее		
	среднее	минимум	максимум	среднее	Минимум	максимум
Верхнее	1,9	0,4	4,3	6,1	2,3	16,9
Среднее	2,3	1,2	4,3	5,6	2,4	9,8
Нижнее	2,2	0,3	5	—	—	—

Выявленные изменения темпов аккумуляции на поймах малых рек центра Русской равнины однозначно указывают на существенную трансформацию перераспределения наносов на их водосборах. Она обусловлена сокращением интенсивности смыва почвы и объемов поступления наносов в речную сеть в весенний период при некотором росте интенсивности ливневого смыва. При этом существенного увеличения поступления наносов в постоянные водотоки с ливневым стоком не происходит, что связано с переотложением основной доли смываемых с эродируемых пахотных склонов наносов на незначительном удалении от участка смыва. Основными причинами наблюдаемой тенденции являются изменение структуры осадков по сезонам (увеличение повторяемости и слоя ливневых дождей теплого периода), существенное снижение коэффициента поверхностного стока при снеготаянии (обусловленное уменьшением глубины промерзания почвы и преобладанием соляного типа снеготаяния), а также общее снижение распаханности при относительном увеличении доли площадей под пропашными культурами и чистыми парами. Поэтому в результате сокращения поступления наносов с распаханых водосборов на исследованных малых реках центра Русской равнины отмечается отчетливый тренд снижения интенсивности пойменной аккумуляции.

В настоящее время имеются лишь единичные оценки темпов аккумуляции наносов на поймах средних и крупных рек, которых недостаточно для достоверной оценки вклада пойменной аккумуляции в суммарный глобальный баланс наносов на суше.

6.6. АККУМУЛЯЦИЯ НАНОСОВ В УСТЬЯХ РЕК

В дельты рек мира ежегодно поступает около 15,7 млрд т речных наносов [Дедков, Мозжерин, 1984; Сток наносов..., 1977; Walling, Webb, 1987], 3,0–4,0 млрд т растворенных, химических и органических субстанций [Лосев, 1989; Walling, Webb, 1987]. Поступающие к вершинам устьевых областей рек потоки вещества испытывают сложные изменения, обусловленные взаимодействием речных и морских вод [Михайлов, 1997], особенно в устьях эстуарно-дельтового и дельтового типа. Они обусловлены делением реки на системы дельтовых рукавов, процессами расщепления и перераспределения речного стока по рукавам дельт, физического, химического и биологического преобразования содержащихся в воде веществ. Совокупность влияния этих процессов на устьевые области по смыслу соответствует реакции некоторой системы на внешнее воздействие, в соответствии с которым входная функция $f(t - \tau)$ системы трансформируется в выходную функцию $\varphi(t)$ с некоторым запаздыванием во времени τ , с отличиями сопоставляемых функций по фазе колебаний и характерным значениям. При рассмотрении устьевой области реки в качестве такой системы ее влияние на поступающий речной сток описывается моделью черного ящика. Это влияние соответствует механизму маргинального фильтра [Лисицын, 1994]. Смысл фильтра заключается в уменьшении количества наносов ΔW (их доле $\alpha_{\text{тр}}$) в пределах устьевой области по сравнению с их поступлением к речной границе устья W , т.е.

$$\alpha_{\text{тр}} = \frac{\Delta W}{W}. \quad (6.3)$$

Процессы трансформации стока наносов имеют специфику в пределах речной и морской части устьевой области реки. В речной части изменение стока наносов по ее длине

$$\Delta W = W_2 - W_1, \quad (6.4)$$

где W_1 и W_2 — сток наносов на верхней (речной) и нижней (морской) границах устьевой области реки. На верхней речной границе величина $W_1 = W$.

Результирующая баланса наносов ΔW характеризует влияние совокупности процессов на трансформацию стока наносов по длине устьевой области (устьевой подсистемы ЭРС) в соответствии с уравнением

$$\Delta W = (W + W_{\text{вдсб}} + W_{\text{рб}} + W_{\text{рд}}) - (W + W_{\text{акд}} + W_{\text{акр}}) \pm W_{\text{эол}}, \quad (6.5)$$

где $W_{\text{вдсб}}$ — приток наносов с водосбора ниже верхней границы устьевой области (в дельте); $W_{\text{рб}}$ и $W_{\text{рд}}$ — увеличение стока наносов за счет размыва берегов и дна дельтовых рукавов; $W_{\text{акд}}$ и $W_{\text{акр}}$ — соответственно аккумуляция части речных наносов на поверхности дельтовой равнины и в руслах рукавов; $\pm W_{\text{эол}}$ — привнос (+) или удаление (–) наносов воздушными потоками. После сокращений и упрощений, связанных с оценкой значимости отдельных механизмов трансформации стока наносов в пределах дельты, получаем

$$\Delta W = (W_{\text{рб}} + W_{\text{рд}}) - (W_{\text{акд}} + W_{\text{акр}}). \quad (6.6)$$

Отсюда следует, что маргинальный эффект изменения стока наносов в речной части простого или эстуарного типа устья отсутствует, если $\Delta W > 0$, т.е. $(W_{\text{рб}} + W_{\text{рд}}) > (W_{\text{акд}} + W_{\text{акр}})$. Он не выражен и при транзите речных наносов вдоль неразветвленного русла или в динамически стабильном (с точки зрения массообмена между потоком и руслом) эстуарии, т.е. при $\Delta W = 0$. Маргинальный эффект возникает лишь при условии $(W_{\text{рб}} + W_{\text{рд}}) \ll (W_{\text{акд}} + W_{\text{акр}})$, т.е. $\Delta W < 0$. Для этого случая величина

$$\alpha_{\text{тр}} = \frac{\Delta W}{W} \approx \frac{W_{\text{акд}} + W_{\text{акр}}}{W}. \quad (6.7)$$

В случае дельтового и эстуарно-дельтового типа устьевой подсистемы ЭРС трансформации стока наносов, рассмотренные выше, принципиально не изменяются. Под влиянием последовательного разветвления русла изменение стока наносов происходит по длине некоторой совокупности рукавов ($j = P, P1, PN$), пересекающих изолинию уровней последовательного рассредоточения стока $Y = i$ ($i = 0, 1, 2, 3, \dots, M$). Поэтому уравнение (6.4) приобретает вид

$$\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^P W_{i,j} - \sum_{i=0}^{M-1} \sum_{j=1}^{PN} W_{i,j} = \sum_{i=1}^{M-1} \Delta W_i \geq 0. \quad (6.8)$$

Следовательно, величина

$$\alpha_{\text{тр}} = \frac{\sum_{i=1}^{M-1} \Delta W_i}{W} \approx \frac{\sum_{i=1}^{M-1} (W_{\text{акд},i} + W_{\text{акр},i})}{W}. \quad (6.9)$$

В соответствии с этим уравнением результирующее изменение стока наносов в речной части устьевых областей рек зависит от эрозионно-аккумулятивных процессов на всем их пространстве.

В морской части устья реки

$$\Delta W = W_2 - W_1 \pm W_M = W_2 - \alpha_{\text{тр}} W \pm W_M \quad (6.10)$$

или

$$\Delta W = (W_{\text{рб}} + W_{\text{рд}}) - (W_{\text{акд}} + W_{\text{акр}}) \pm W_M, \quad (6.11)$$

где $\pm W_M$ — поступление (+) минеральных частиц в морскую часть из состава вдольберегового потока наносов или их удаление (–) за пределы морской части устья (вовлечение во вдольбереговое перемещение).

Отсюда следует, что при $(W_{\text{рб}} + W_{\text{рд}} \pm W_M) \rightarrow 0$ коэффициент трансформации стока наносов в морской части устья

$$\alpha_{\text{тр.м}} = \frac{W_2 - \alpha_{\text{тр}} W}{\alpha_{\text{тр}} W} = \frac{W_2}{\alpha_{\text{тр}} W} - 1 = \alpha \frac{W_2}{W} - 1, \quad (6.12)$$

где $\alpha = \alpha_{\text{тр}}^{-1}$; W и W_2 — сток наносов на верхней границе устьевой области реки и на нижней морской границе дельты.

Маргинальный эффект в пределах этой части устья выражен тем сильнее, чем меньше величина $\alpha_{\text{тр}}$ и больше значение $\alpha W_2 / W$. При $W_2 \geq \alpha_{\text{тр}} W$ маргинальный эффект в морской части и в целом в устье реки не выражен.

Таким образом, в устьях рек в основном происходит уменьшение стока речных наносов [Алексеевский, 1998; Михайлов, 1971]. Эта закономерность сохраняется независимо от величины стока наносов в вершине устьевой области, ее типа, характера рассредоточения стока в пределах дельты, особенностей приемного водоема. В зависимости от этих факторов находится лишь выраженность процесса, его многолетние, сезонные и менее продолжительные флуктуации, повторяемость и продолжительность направленных изменений стока наносов и соответствующих ему изменений объема отложений в пределах устьевой области реки или в границах небольших морфологических элементов речной и морской частей устьев.

Аккумуляция речных наносов в морской части устья дополняется наносами приемного водоема. Их совместный учет определяет временную изменчивость объема устьевых отложений $W_{\text{отл}}$ за многовековые периоды времени и в процессе активного (за счет аккумуляции наносов) и пассивного (вследствие колебаний уровня приемного водоема) изменений этой характеристики. Например, в дельте Волги объем послехвалыньских (Q_{IV}) отложений в пределах речной части устья непрерывно возрастал (рис. 6.11) [Алексеевский, Айбулатов, 2011]. За период с 1817 по 1978 г. объем отложений в речной части устья возрос в 2 раза. Максимальные темпы увеличения этого объема характерны для 1817–1868 гг. и 1920–1978 гг. После 1978 г. величина W_0 уменьшилась вследствие повышения уровня моря. Уравнение связи $W_{\text{отл}} = \Psi(T)$ имеет вид

$$W_{\text{отл}} = r_1 + r_2 T, \quad (6.13)$$

где $r_1 = 103$ млрд т; $r_2 = 0,633$ млрд т/год. Величина r_1 характеризует объем дельтовых отложений, сформировавшихся до 1817 г.

Для изменения объема отложений в устьях рек большое значение имеет механизм пассивного устьевого удлинения [Михайлов, 1971]. Прирост объема отложений в границах речной части устья реки может происходить не за счет аккумуляции речных наносов, а вследствие присоединения участков морского дна

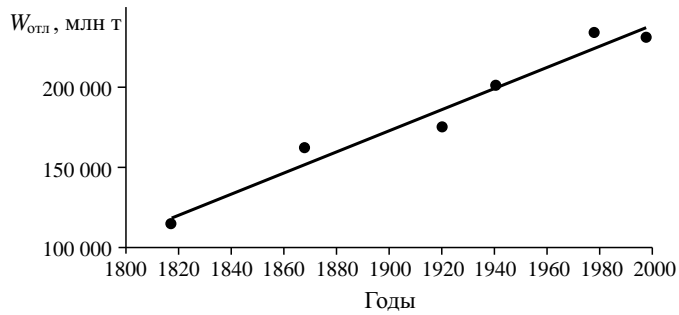


Рис. 6.11. Изменение объема отложений в речной части устья Волги за 1817–2010 гг. [Алексеевский, Айбулатов, 2011]

при понижении уровня приемного водоема. Этот процесс особенно характерен для устьев рек, впадающих в Каспийское море, для которого характерна высокая нестабильность уровня воды. При средней интенсивности формирования дельтовых отложений Волги 640 млн т/год (1817–1998 гг.) в пределах речной части устья к 2010 г. накопилось около 117 млрд т отложений. Из них 45 млрд т имеют однозначно речной генезис (сток наносов, откорректированный на коэффициент трансформации стока наносов $\alpha_{тр} = 0,2$). Это означает, что эрозионно-аккумулятивные процессы в дельтах рек не всегда определяют их эволюцию. При большой интенсивности изменения уровня Каспийского моря скорость выдвигания морского края дельты увеличивается в основном за счет пассивного механизма развития дельты. При понижении уровня моря $dH/dt = 0,05$ м/год роль пассивного механизма ее развития обеспечивает 71%, а при $dH/dt = 0,15$ м/год — 93% суммарной величины устьевого удлинения. При небольшой интенсивности понижения уровня Каспийского моря ($dH/dt < 0,035$ м/год) преобладает активное выдвигание дельты.

Для отдельных циклов эволюции наложенных дельт трансформация стока наносов в зонах их формирования сильно изменяется от этапа к этапу. На озерно-плавневом этапе такого цикла [Байдин, 1971] практически все речные наносы аккумулируются в депрессиях дельтовой равнины и в руслах дельтовых рукавов, поскольку величина W_2 в уравнении (6.4) практически равна нулю и $\Delta W \approx -W_1$. На озерно-плавневом этапе эволюции наложенной дельты Каргалинского прорыва Терека [Алексеевский, 1998; Гидрология..., 1993] результирующая баланса ΔW составила даже $1,034W_1$, поскольку на поверхности дельты в основном русле реки отложились продукты размыва дна и берегов. В дальнейшем по мере «оформления» русла реки на более поздних этапах формирования наложенных и причлененных дельт величина коэффициента трансформации стока наносов в речной части устья постепенно уменьшалась за счет увеличения транзита речных наносов в морскую часть устья реки. В первые 12 лет XXI в. в дельте аккумулировалось всего 10% от стока наносов в ее вершине. В морской части устья накопление речных наносов изменялось от 0 (1914–1939 гг.) до 32,1% (1995–2008 гг.). Оно достигало максимума — 52,2% (1963–1977 гг.) на этапе формирования частной малорукавной наложенно-причлененной дельты Терека. В целом доля стока наносов, задерживаемая в пределах всего устья, уменьшалась на 57,9%.

Обобщение данных по другим устьям рек показывает, что маргинальный эффект для них выражен в разной степени и нередко характеризуется неоднозначно. По имеющимся данным [Новиков, Юдин, 1989], на устьевое взморье Печоры по-

ступает 60%, в Обскую губу — 54% стока наносов в вершине дельты Оби. Годовой коэффициент выноса взвешенных наносов α из Обской губы составляет 0,7, а их аккумуляция в устьевой области — 99,3%. В устьевой области Енисея эти цифры соответственно равны 7 и 93%, в устье р. Пясины — 20 и 80%. Для устьев рек Хатанги, Анабара, Оленека и Яны величина $\alpha_{\text{тр}}$ равна 2,9; 2,9; 9,4 и 10,5% соответственно [Современные..., 2005]. Для Волги процент задержания наносов в речной части устья равен 80% от стока взвешенных наносов в вершине дельты.

В устьях рек дельтового и эстуарно-дельтового типа трансформация стока влекомых наносов вследствие направленного разветвления русла выражена сильнее по сравнению со стоком взвешенных наносов. Основная часть наносов переходит в состав русловых отложений [Alekseevsky, Granich, 1994]. Морского края дельты достигает не более 30–35% стока влекомых наносов в ее вершине. В дельте Волги сток влекомых наносов быстро уменьшается по длине основных магистральных рукавов. На верхних 20–30 км этих рукавов развит грядовой рельеф дна, а в составе русловых отложений представлены песчаные наносы. Ниже по течению практически по всей ширине русла доминируют илы, что доказывает отсутствие транспорта влекомых наносов. Исключение составляют наиболее крупные дельтовые рукава, в том числе Бахтемир. Для них, особенно на участках интенсивного дноуглубления, характерно перемещение влекомых наносов в гладкой и реже в грядовой форме [Эстуарно-дельтовые..., 2007].

Поступление морских наносов в такие устья рек относительно мало [Гидрология устьев..., 1993]. По другим сведениям [Азимов и др., 1986], перехват морских наносов выдвигающимся устьевым баром растет по мере увеличения длины морской части устья, т.е. выдвижения устьевого бара. В новой дельте р. Малый Самур, например, он возрос с 75 до 93%, а в устье Терека [Гидрология устьев..., 1993] в годы, когда новая дельта подвергалась размыву (1974–1978 гг.), устьевые аллювиальные отложения служили источником пополнения вдольберегового потока наносов. Вынос мелких наносов в море на большие глубины составлял от 40 до 60% стока наносов. Эта доля возрастала по мере нарастания дельты.

Маргинальный эффект в значительной степени зависит от соотношения стока речных наносов W и переноса волнового и вдольберегового перемещения наносов на устьевом взморье $W_{\text{взм}}$. Это соотношение характеризует критерий $P_m = W/W_{\text{взм}}$, в котором величина $W_{\text{взм}}$ пропорциональна удельной мощности вдольберегового течения [Колеман, Райт, 1979] или энергии морского волнения [Полонский, 1979]. Чем больше P_m , тем меньше вынос наносов за пределы устья (прочие условия равны). В условиях малого стока речных наносов и повышенной энергии морского волнения устьевые бары стабильны, а в некоторых случаях [Коротаев и др., 1978] подвержены абразии. Эти особенности соответствуют увеличению выноса речных наносов и продуктов размыва аллювиальных отложений в глубоководные части приемного водоема.

Глава 7

ЭВОЛЮЦИЯ ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМ В УСЛОВИЯХ ЗНАЧИТЕЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА

7.1. ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА СКЛОНАХ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ — ГОЛОЦЕНЕ

Период времени после окончания микулинского межледниковья, т.е. последние 115 тыс. лет, характеризуется контрастными изменениями как температур, так и увлажнения во всех регионах Земли. В теплых межледниковых условиях микулинской эпохи и голоцена в умеренном поясе Северной Евразии формировались густой растительный покров, природная зональность от пояса хвойных лесов на севере до степной зоны на юге. В валдайскую ледниковую эпоху леса уступили место арктическим пустыням, тундрам и холодным перигляциальным степям с многолетней мерзлотой. В наиболее холодные периоды здесь существовала перигляциальная гиперзона [Величко, 1973] с резко континентальным климатом, длительной и очень холодной зимой и засушливым летом. В таких условиях растительный покров разрежался и не мог эффективно противостоять эрозии даже при снижении величин поверхностного стока. Поэтому холодная и теплая части всего климатического цикла резко различались по условиям развития эрозионных процессов.

Активизация эрозионных процессов на склонах в холодные эпохи приводила к заполнению речных долин, балок и ложбин склоновыми отложениями в разных регионах Русской равнины: в долинах Волги [Москвитин, 1958; Обедина, 1977; Можерин, 2006], Оки [Асеев, 1959], рек бассейна Дона [Грищенко, 1976; Холмовой, 1993; Холмовой и др., 2007], среднего Поволжья [Дедков, 1970; Дедков и др., 1977; Бутаков, 1986], Центрального Черноземья [Хруцкий, Косцова, 1981; Хруцкий, 1985; Хруцкий и др., 1998; Сычева 1997, 2003б; Сычева и др., 1992, 1998; Беляев, Григорьева и др., 2008], Северного Кавказа [Панин и др., 2011].

Механизм накопления склонового материала в различных частях речного бассейна трудно диагностировать, а сами отложения разделять по генетическим разновидностям. Тем не менее есть основания полагать, что в накоплении склоновых суглинков валдайской эпохи главную роль играли именно процессы плоскостного смыва. В пользу этого говорит, например, присутствие суглинистых отложений в понижениях поверхности песчаных террас [Панин и др., 2011]. При солифлюкции, плоскостной или ручейковой эрозии в движение вовлекается достаточно глубокий пласт грунта, и при размыве песчаной поверхности накапливающиеся отложения должны иметь песчаный состав. Накопление суглинистых и глинистых отложений в такой обстановке возможно лишь при аккумуляции взвесей из вод, скапливавшихся в локальных понижениях рельефа. Скорости склоновых потоков должны быть ниже неразмывающих для песчаных фракций, но достаточными для вымывания тонкозернистых примесей, часто содержащихся в песчаных осадках. Это мог быть также выходящий на поверхность подповерхностный сток — в этом случае процесс приобретает черты суффозии.

Описанному процессу, который можно назвать эрозионно-суффозионным, способствовала многолетняя мерзлота, кровля которой служила водупором и не давала поверхностному стоку фильтроваться в песчаные толщи. Талый по-

верхностный слой песка, особенно в весенний сезон, когда его мощность невелика, достигает полного водонасыщения. Вода постепенно стекала как по поверхности, так и на небольшой глубине, вымывая из песка тонкозернистые частицы, которые затем отмучивались в локальных понижениях склонов, где воды застаивались. Это могло происходить при любых углах наклона склонов, в том в числе в доли градуса, что определяло минимальные скорости течения.

Результат такого процесса, происходившего на песчаной речной террасе в поздневалдайскую эпоху, показан на рис. 7.1, *а*. Разрез вскрывает заполнение оврага, врезанного в поверхность террасы [Панин и др., 2011; Матлахова, 2014]. В этом заполнении чередуются песчано-суглинистые горизонтально-слоистые толщи, диагностированные как делювиально-пролювиальные, с тонкослоистыми мелкими песками эолового происхождения — продуктом переветывания песчаного аллювия. Встречаются также массивно-текстурные суглинистые слои (рис. 7.1, *б*, *в*), которые можно считать чисто делювиальными. Разрез находится достаточно далеко (> 1 км) от коренного склона долины, поэтому их можно считать продуктом отмучивания вод поверхностного и надмерзлотного подповерхностного стока по по-

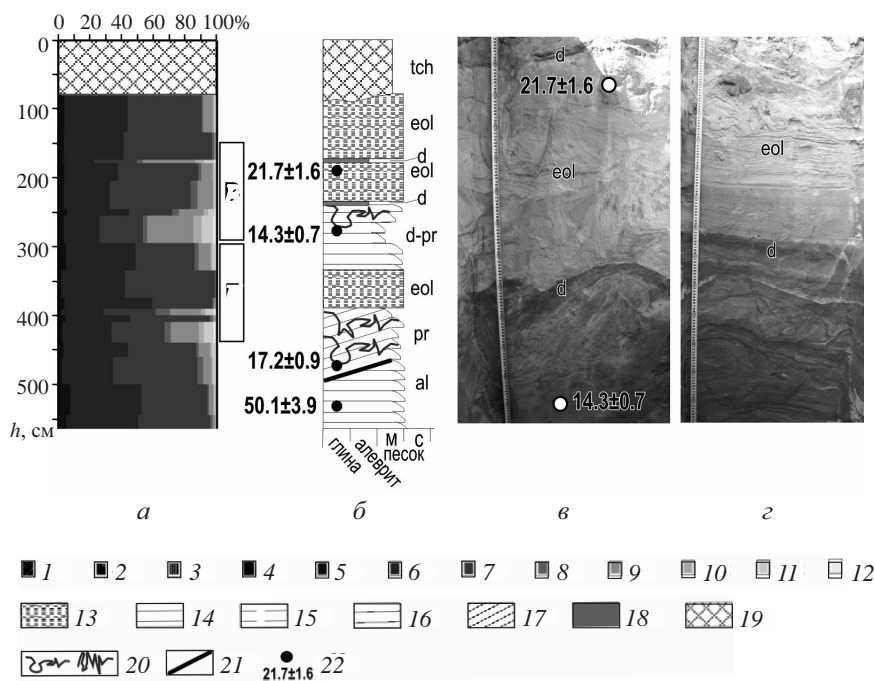


Рис. 7.1. Разрез 12-метровой террасы р. Сейма в районе г. Курчатова [Панин и др., 2011, с изменениями и дополнениями]:

а — разрез; *б* — гранулометрическая и литологическая диаграммы (выполнены Е.Ю. Матлаховой); *в*, *з* — фрагменты разреза на *а*, содержащие делювиальные отложения. Генетические типы отложений: eol — эоловые; del — делювиальные; фации аллювия: pr — пролювий (овражный аллювий); al — аллювий (речной); tch — техногенные и техногенно нарушенные отложения. Фракции на гранулометрической диаграмме: 1 — > 10 мм; 2 — 10–5 мм; 3 — 5–2 мм; 4 — 2–1 мм; 5 — 1–0,5 мм; 6 — 0,5–0,25 мм; 7 — 0,25–0,1 мм; 8 — 0,1–0,05 мм; 9 — 0,05–0,01 мм; 10 — 0,01–0,005 мм; 11 — 0,005–0,001 мм; 12 — < 0,001 мм. Слоистость: 13 — тонкая горизонтальная; 14 — горизонтальная; 15 — неясная горизонтальная; 16 — субгоризонтальная, иногда волнистая; 17 — наклонная; 18 — неслоистая (массивная текстура); 19 — перемешанные отложения. Прочие обозначения: 20 — криогенные деформации; 21 — эрозийные контакты; 22 — положение образцов и ОСЛ даты (тыс. лет)

верхности террасы. Чередование водно-аккумулятивных и эоловых отложений в заполнении погребенного оврага говорит о контрастном чередовании условий увлажнения, хотя трудно сказать, было оно сезонным (сток весеннего снеготаяния сменялся условиями засушливого лета) или многолетним (чередование сухих и влажных лет или серий лет). О времени, когда происходили эти процессы, можно судить по серии оптико-люминесцентных (ОСЛ) датировок (рис. 7.1, б).

Аллювий террасы сложился около 50 тыс. лет назад (л.н.). В заполнении оврага имеется инверсия датировок: делювиальные и пролювиальные отложения — 14–17 тыс. л.н. перекрываются эоловыми песками — 22 тыс. л.н., т.е. время последнего ледникового максимума. Криогенные и аридные условия этого времени благоприятствовали эоловым процессам. Сам же овраг должен был сформироваться перед ледниковым максимумом — временем, которое отличалось в центре Русской равнины низкими величинами речного стока и отсутствием гидрологических экстремалий [Панин, 2015]. Причем показано [Панин и др., 2013; Panin, Matlakhova, 2015], что непосредственно после ледникового максимума, т.е. около 17–18 тыс. л.н., начался этап обильного поверхностного стока, что должно было способствовать склоновой и овражной эрозии. Изучение разреза позволяет сделать следующий вывод: 29–11,7 тыс. л.н. климатические условия отличались большим контрастом и были благоприятны не только для эоловых процессов, но и для линейной и плоскостной эрозии. Эрозии благоприятствовала разреженность растительного покрова, которая особенно характерна для малопродуктивных песчаных грунтов.

Более отчетливые следы склоновой эрозии в валдайское время выражены у подножья крутых склонов балок и речных долин. Примером может служить разрез второй террасы балки Покровский Лог в с. Костенки Воронежской области, представляющей собой довалдайский врез, заполненный мощной (до 18 м) толщей склоновых отложений — продуктов сноса с ее высокого склона. Верхняя часть разреза террасы доступна для изучения благодаря археологическим раскопкам. В разрезе стоянки Костенки-14 вскрыта погребенная эрозионная форма (рис. 7.2) — пологая лощина, склоны которой фиксируются культурным слоем IVb, имеющим возраст 41,4–42,3 тыс. лет [Синицын, Седов и др., 2013], т.е. образование лощины произошло не позднее этого времени. Лощина заполнена горизонтально-слоистыми суглинками делювиального происхождения. Уровень почвообразования в их кровле, свидетельствующий о кратковременной стабилизации поверхности, содержит культурный слой IVa, имеющий возраст 39,1–41,0 тыс. лет. Таким образом, заполнение лощины происходило около 40–41 тыс. л.н.

Выше в толще делювиальных суглинков присутствует маркирующий слой вулканического пепла, имеющий возраст 39–40 тыс. лет. Пепел прорезается более молодой эрозионной формой — крутосклонной промоиной глубиной до 1,5 м («поздний овражек» на рис. 7.2). Склоны промоины фиксируются почвенным комплексом — верхней гумусовой толщей. В ней присутствует две пачки, к нижней из которых приурочен культурный слой III возрастом 33,8–35,2 тыс. лет, к верхней — культурный слой II возрастом 33–34 тыс. лет. [Синицын, Седов и др., 2013]. Таким образом, образование промоины произошло 35–39 тыс. л.н. и некоторое время — несколько столетий между 34 и 35 тыс. л.н. — она была стабильна. Выше по разрезу промоина полностью погребена под горизонтально-слоистыми делювиальными отложениями. В нижней части (интервал глубин 2–3,5 м) эти отложения изобилуют включениями и линзами обломков мела, что указывает на формирование выше по склону линейных врезов или на микроручейковый

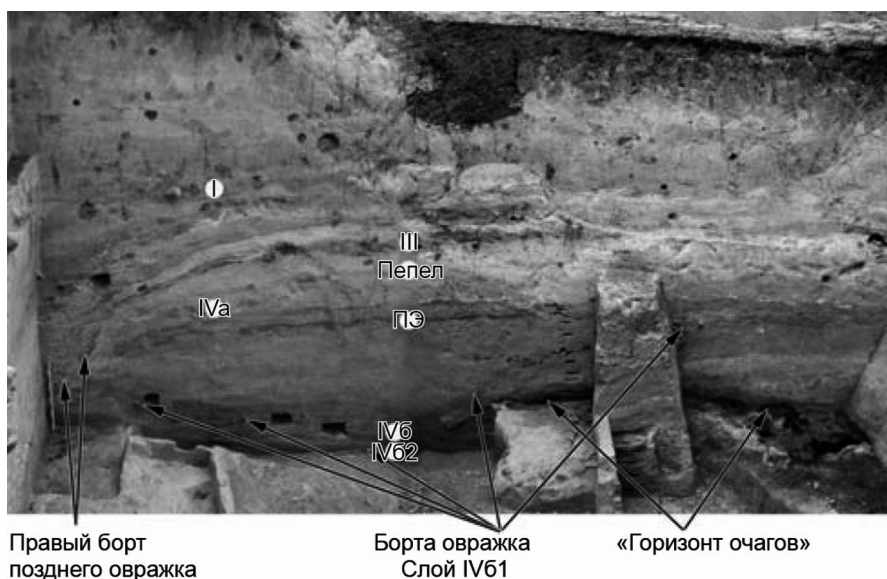


Рис. 7.2. Валдайский делювий и формы склоновой эрозии в археологическом раскопе К-14, 2-я терраса балки Покровский Лог, с. Костенки Воронежской области [Величко и др., 2009]

смыв. На время, когда произошла активизация склонового сноса, указывает наличие в нижней части слоистой пачки (на глубине 2,7–2,8 м) почвы, содержащей культурный слой I возрастом 27–28 тыс. лет. Верхние 2 м разреза представлены неслоистыми бурями, в верхней части гумусированными, суглинками. Такое строение позволяет считать, что их накопление происходило не только в результате эрозионно-склоновых процессов, но и за счет поступления эолового материала [Величко, Писарева и др., 2009]. Переход в разрезе от слоистой к массивной (неслоистой) текстуре может быть следствием изменения характера склоновой эрозии с микроручейкового на плоскостной смыв. На время, когда произошел этот переход, указывают датировки из нижней части неслоистой (самой верхней) пачки суглинков — 20–24 тыс. л.н. (А.А. Синицын, устное сообщение). Это время последнего ледникового максимума — наиболее холодного интервала валдайской ледниковой эпохи.

Интерпретация отложений, накопившихся в толще, вскрытой в описанном разрезе, показывает, что смыв с вышележащих участков склона происходил с перерывами и с изменениями интенсивности. Интенсивность смыва сильно сократилась в период ледникового максимума и, возможно, позднее. Перерывы в развитии склоновой эрозии и стабилизация склонов соответствуют формированию верхней и нижней гумусовых толщ — в интервалах времени 33–35 и 41–42 тыс. л.н., хотя обе гумусовые толщи прерываются прослоями склоновых суглинков, свидетельствующими, что в масштабе тысячелетий полного прекращения склонового смыва не происходило. В целом разрез у с. Костенки документирует развитие склонового смыва со времени порядка 40 тыс. л.н. и, видимо, до начала голоцена. Однако в большинстве случаев изученные склоновые толщи накапливались в течение интервалов времени не более 10–15 тыс. лет, после чего осадконакопление в данном месте прекращалось. Очевидно, это связано со спецификой склонового морфолитогенеза: заполнение «ловушек» для наносов приводит к из-

менению путей склонового транспорта [Панин и др., 2011] и чередованию во времени линейной эрозии и склоновой аккумуляции, о чем свидетельствует разрез Костенки-14. Появляющиеся на склонах промоины и овражки, с одной стороны, размывали более древние склоновые отложения, с другой — служили ареной седиментации в последующие интервалы затухания эрозии. В результате ареалы склоновой эрозии и седиментации перемешались в пространстве, создавая картину «лоскутного одеяла» с вложенными и примыкающими друг к другу осадочными толщами, каждая из которых формировалась в течение короткого времени. Поэтому отдельно взятые разрезы склоновых отложений документируют обычно лишь мгновения в геологической истории склона, не создавая полной картины динамики эрозионно-склоновых процессов во времени.

В голоцене в условиях сомкнутого растительного покрова естественная склоновая эрозия была крайне ограничена. Она проявлялась лишь локально в местах нарушения дернины деятельностью животных, линейной или боковой эрозией или при пожарах. Последний фактор можно считать главной причиной площадных проявлений эрозии в голоцене. Примеры пирогенной (послепожарной) эрозии, происходившей в течение всего голоцена, можно найти в разных районах Русской равнины.

Первый пример — Берестовая балка в бассейне р. Глубокой (Ростовская область), заполненная 3–4-метровой толщей супесчано-суглинистых отложений, насыщенной древесными угольками (рис. 7.3) и разделенной двумя пирогенными горизонтами. Нижний из них отличается большим фаціальным разнообразием — аллювиальными отложениями в кровле и в подошве, очень плотными, со слитым сложением суглинками, свидетельствующими о гидроморфных условиях накопления. Контакт с подстилающими склоновыми бурыми суглинками везде четкий, иногда подчеркивается базальными линзами песка и гравия или горизонтом относительно хорошо промытого песка. Толща датирована радиоуглеродным методом по уголькам временем 8270 ± 175 л. ^{14}C , т.е. 9,0–9,5 тыс. л.н. в календарной шкале времени. В ее кровле имеются признаки почвообразования (гумусонакопления), что свидетельствует о наличии стратиграфического перерыва. Верхняя толща датирована 7075 ± 150 л. ^{14}C (7,7–8,1 тыс. лет календарного времени). Местами между двумя пирогенными толщами присутствуют следы перемыва. В некоторых случаях в основании верхней толщи присутствуют линзы гравия.

Пирогенные осадки в днище балки генетически связаны со склоново-аллювиальными шлейфами, перекрывающими его тыловые части. В ряде разрезов прослежено их взаимное фаціальное замещение. Часто видна слоистость, выходящая от тыловых к центральным частям днища. Повсеместно прослеживается непрерывный переход почвы с днища балки на тыловые шлейфы и далее на поверхность склона. Указанные признаки говорят об одновременном накоплении осадков как в центральной части днища, так и в тыловых шлейфах, т.е. о склоновом происхождении балочного заполнения, которое лишь частично вовлекалось в транзит вниз по балке. Кровля пирогенных отложений образует широкое (50–100 м в среднем, до 200 м в нижнем течении) днище балки. Оно просуществовало в стабильном состоянии в течение более 7 тыс. лет и было прорезано вторичным врезом глубиной до 2,5 м лишь 400–500 лет назад [Панин, Маляева и др., 1998].

Выполнение балок в результате пожаров в раннеатлантическое время и другие периоды голоцена отмечается также для северных и центральных районов Среднерусской возвышенности [Сычева и др., 1992, 1998].

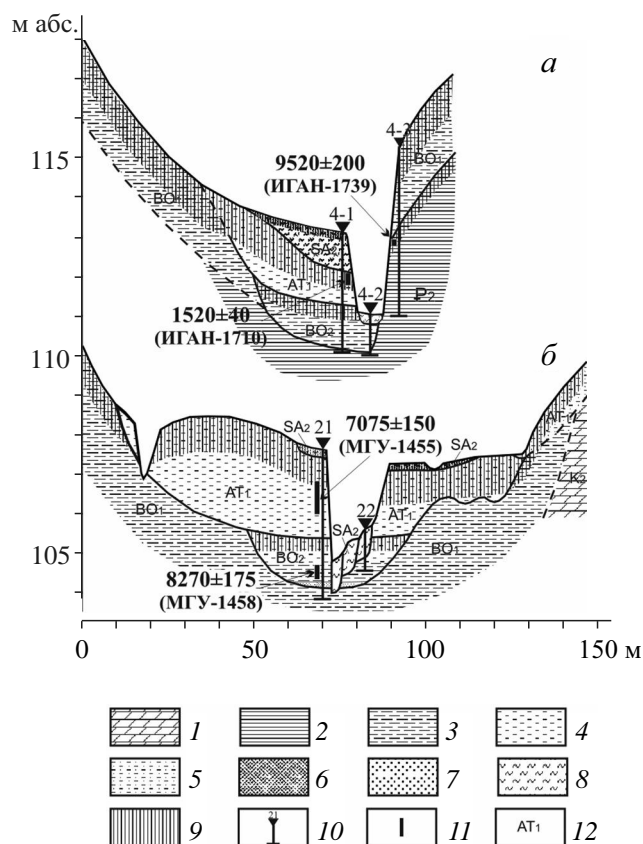


Рис. 7.3. Продукты пирогенной эрозии на водосборе и склонах Берестовой балки (Ростовская область), накопившиеся в ее днище в среднем течении:

a — в 5,5 км от устья; *б* — в 4,0 км от устья [Панин и др., 1998]. Морские дочетвертичные породы: 1 — мел; 2 — известковистые глины. Балочные и склоновые отложения: 3 — суглинки тяжелые и средние; 4 — суглинки легкие, опесчаненные; 5 — супеси; 6 — песок разнозернистый; 7 — гравий и щебень; 8 — слоистые песчано-суглинистые наносы времени формирования донного вреза. Прочие обозначения: 9 — гумусовые горизонты современных и погребенных почв; 10 — геологические разрывы; 11 — радиоуглеродные образцы; 12 — возрастные индексы

Второй пример — лесная зона, балка Язвицы на территории Боровской УНС МГУ на севере Калужской области [Панин и др., 1999]. Основной элемент ее рельефа — широкая песчаная терраса, созданная на рубеже атлантического и суббореального периодов голоцена 4,3–4,7 тыс. л. ^{14}C , или 4,9–5,5 тыс. л.н. Песчаное днище перекрыто делювиально-пролювиальными шлейфами преимущественно легкосуглинистого состава с отчетливой разномасштабной слоистостью (слойки супеси, алеврита). В верхней части долины шлейфы имеют делювиальное происхождение, в средней представляют собой комбинацию продуктов плоскостной эрозии и слившихся конусов выноса промоин глубиной до 1–1,5 м, хорошо сохранившихся на склонах.

В значительной части изученных разрезов склоново-пролювиальные образования обогащены пирогенными угольками. При этом часто наблюдается вертикальная стратификация, свидетельствующая о постепенном разубоживании пирогенного материала в ходе осадконакопления: в основании присутствуют линзы

с крупными (до 2–3 см) обломками древесного угля, в нижней части разреза рассеяны мелкие (менее 1 мм) угольки, в верхней они пропадают. Отложения чисто склонового происхождения монотонны. В микроконусах, привязанных к эрозионным формам, иногда выделяются отдельные пачки с отсутствием или появлением слоистости или с базальными прослоями, которые, однако, не дают оснований говорить о длительных стратиграфических перерывах.

Результаты спорово-пыльцевого анализа, выполненного И.А. Каревской [Панин и др., 1999], показали, что делювиальные шлейфы формировались сначала в условиях слабой облесенности бортов долины и близлежащих приводораздельных склонов. В растительном покрове преобладали луговые травянистые сообщества, которые расселяются на пожарищах. Постепенно территория покрывалась вторичными лесами — преимущественно березовыми с незначительным наличием хвойных и широколиственных пород.

По древесным углям в основании склоново-пролювиальных шлейфов получен ряд радиоуглеродных датировок от 635 ± 75 до 1100 ± 60 (МГУ-1475). Разброс в 500 лет может свидетельствовать о нескольких пирогенных событиях, однако скорее всего он отражает различия в биологическом возрасте сгоревшей древесины и неточности датирования. Если взять среднее из центральных точек всех семи датировок — 800–900 л.н., то после калибровки получается интервал от середины XII до середины XIII в., который можно принять за оценку времени произошедшего пожара и связанной с ним эрозии. Конец этого интервала совпадает с монголо-татарским нашествием, что позволяет не исключать антропогенной природы этого лесного пожара.

Таким образом, интенсивная склоновая эрозия местами происходила на Русской равнине до начала ее сельскохозяйственного освоения и была связана с лесными и степными пожарами. Интенсивность пирогенной эрозии, судя по ее следам в рельефе и осадкам, могла существенно превышать таковую на современных сельскохозяйственных землях. Одной из причин этого могло служить изменение водно-физических свойств почвы на пожарищах: оглеение почв вследствие уменьшения их фильтрационной способности, что отражается в росте коэффициента поверхностного стока и приводит к усилению эрозии, в совокупности с удалением защитного растительного покрова. Однако главная причина столь высокой интенсивности пирогенной эрозии по сравнению с агрогенной другая. Распашка земель в сельскохозяйственной зоне Русской равнины лимитируется крутизной склонов 7–8°: при таких уклонах заканчиваются распаханые поля на прибалочных склонах из-за опасности эрозии и невозможности эксплуатации сельскохозяйственной техники. Пожары же уклонами не лимитированы. Растительность выгорает и на пологих склонах междуречий, и на крутых склонах речных долин и балок, которые в современных агроландшафтах покрыты растительностью. Поэтому в естественных условиях пирогенная эрозия продуцировала огромное количество наносов, отлагавшихся большей частью в близлежащем балочном днище.

7.2. РАЗВИТИЕ ОБРАЖНО-БАЛОЧНОЙ ПОДСИСТЕМЫ ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ — ГОЛОЦЕНЕ

Влияние изменений климата на развитие балок внеледниковых областей в масштабе 100-тысячелетних климатических циклов можно проследить на примере балки Покровский Лог, впадающей справа в Дон в 40 км к югу от г. Воронежа. В балке находится несколько хорошо изученных археологических стоянок позд-

непалеолитического времени, что позволяет установить приблизительную хронологию этапов врезания и аккумуляции наносов [Панин, Некрасов, 2013]. Хронология этапов эрозионной истории базируется на опубликованных абсолютных датировках [Синицын, Прасолов и др., 1997; Anikovitch, Sinitsyn et al., 2007; Holliday, Hoffecker et al., 2007; Величко, Писарева и др., 2009] и результатах бурения, выполненного в 2011–2012 гг.

Эрозионная сеть среднего Дона в ее современном виде начала развиваться после освобождения территории от донского оледенения. Судя по широкому комплексу левобережных террас, в течение большей части среднего неоплейстоцена русло Дона и устье Покровского Лога находились значительно восточнее. В районе будущей стоянки К-14 располагались неглубоко врезанные верховья балки. Русло Дона постепенно перемещалось к западу, подрезая правый борт долины и стимулируя глубинную эрозию в балках-притоках. Смещение реки вправо прекратилось в конце среднего плейстоцена; об этом говорит присутствие в верхней и средней части правого коренного борта долины, погребенной под склоновыми осадками микулинской почвы [Лазуков, 1982]. Поэтому именно в позднем плейстоцене глубина врезания Покровского Лога в районе стоянки К-14 достигла максимальных за всю его историю значений. С этого времени развитие балки происходило под влиянием изменений стока воды и интенсивности склоновых процессов.

В средней части балки вплоть до конца среднего плейстоцена проявлялся постоянный тренд к углублению (вследствие боковой эрозии Дона); сохранились отложения, документирующие историю развития балки, лишь позднего плейстоцена и голоцена. Как под второй (на правом борту), так и под первой террасой (на левом борту) бурением выявлены переуглубления, заполненные аллювиальными (в самой подошве) и склоновыми (на большую часть мощности) отложениями. Это позволяет говорить о наличии в позднем плейстоцене двух ритмов врезания/аккумуляции.

Первый врез произошел около рубежа среднего-позднего плейстоцена (рис. 7.4, а). Тальвег его расположен под поверхностью второй террасы. Он устанавливается по падению подошвы балочного заполнения в соседних скважинах. Время углубления можно оценить по скоростям накопления отложений, заполняющих погребенный врез — не менее 100 тыс. л.н. [Панин, Некрасов, 2013].

В период образования культурного слоя (42–41 тыс. л.н.) тальвег балки располагался в левой части профиля — об этом говорит характер залегания нижней гумусированной толщи и подошвы балочного заполнения. Их экстраполяция в левую часть поперечного сечения балки показывает, что тальвег располагался примерно на уровне современного ручья — 110 м абс., а стоянка — на уровне 117–118 м, т.е. в 7–8 м над водотоком того времени (рис. 7.4, б). Именно к этому или несколько более раннему времени можно отнести реконструкцию продольного профиля балки, выполненную А.А. Величко [Величко и др., 2009]. С этого момента отсчитывается новый ритм углубления — заполнения наносами балки.

Врезание началось около 40 тыс. л.н. и закончилось 36–34 тыс. л.н., когда балка достигла максимальной глубины. Не позднее 32–31 тыс. л.н. в днище произошло накопление 3-метровой толщи песчаного аллювия (рис. 7.4, в). Это указывает, во-первых, на значительную мощность водного потока и, во-вторых, на выработанность продольного профиля балки. Днище балки, по которому блуждал поток, переоткладывая песчаный аллювий, имело ширину до 100 м. На левом боту в 200 м вверх по балке на выступе той же первой террасы сформировалась стоянка К-16, культурный слой которой располагался внутри чехла склоновых отложений [Ро-

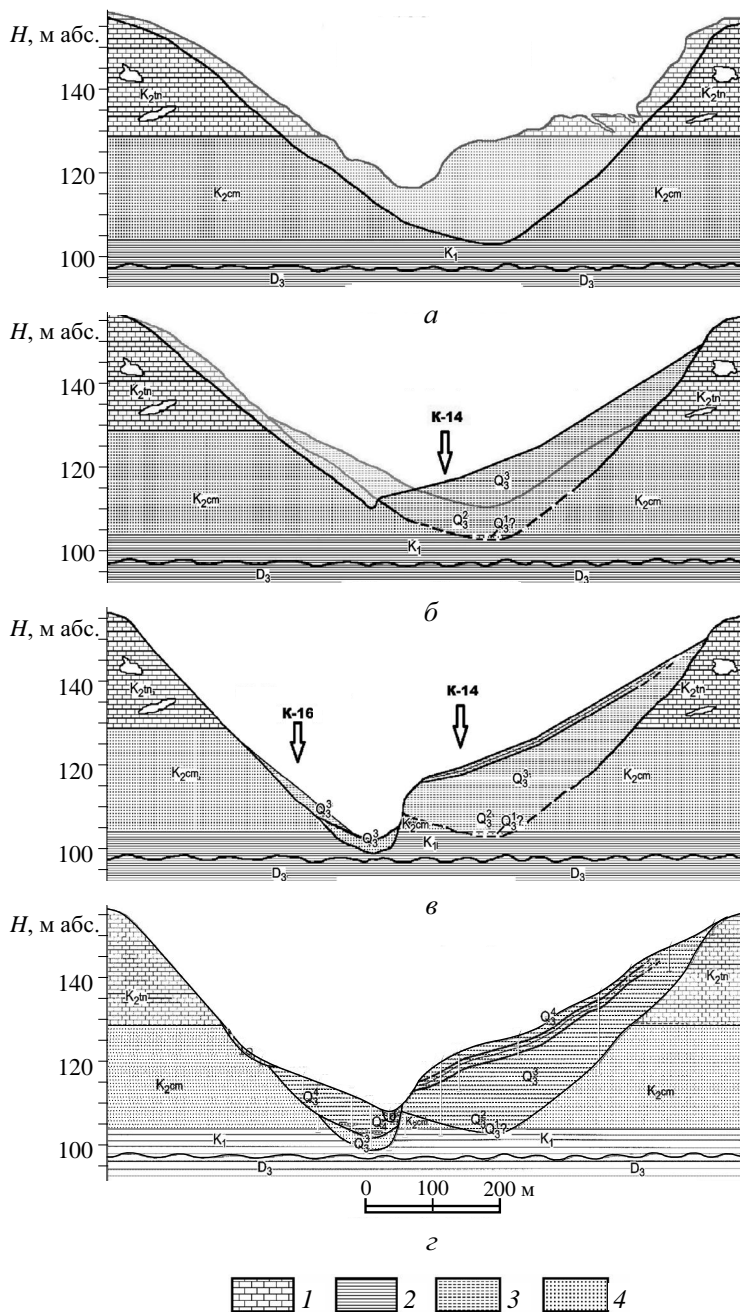


Рис. 7.4. Эрозионная история балки Покровский Лог в позднем плейстоцене [Панин, Некрасов, 2013, с изменениями]:

а — > 100 тыс. л.н.; *б* — 41–42 тыс. л.н.; *в* — 32–31 тыс. л.н.; *г* — настоящее время. Литология и генезис отложений: 1 — мел (морской дочетвертичный); 2 — глины (морские дочетвертичные); 3 — суглинки (континентальные четвертичные); 4 — песок. Возраст четвертичных отложений: Q_4 — голоцен; Q_3^4 — верхний валдай; Q_3^3 — средний валдай; Q_3^2 — нижний валдай; Q_3^1 — микулинский. Возраст дочетвертичных пород: K_{2tn} — верхний мел, турон; K_{2cm} — верхний мел, сеноман ярус; K_1 — нижний мел; D_3 — верхний девон; К-14, К-15 — археологические стоянки (поздний палеолит)

гачев, Сеницын, 1982], что указывает на стабилизацию левого борта балки в это время.

В дальнейшем флювиальная активность снизилась (очевидно, вследствие уменьшения стока воды), аллювиальное дно балки стало перекрываться продуктами склонового сноса с левого борта. К наиболее холодному времени последнего ледникового максимума относится накопление самых верхних частей склоновых шлейфов на обеих террасах, имеющих небольшую мощность и включенных в сферу влияния голоценового почвообразования. Видимо, снижение темпов седиментации является следствием сухости климата. В позднеледниковье (13–18 тыс. л.н.) для бассейна среднего Дона, как и всюду в центре Русской равнины, были характерны мощный поверхностный сток, врезание рек и углубление балок [Панин, 2012; Панин и др., 2013]. Вероятно, врезание происходило и в Покровском Логе. Трансформация рельефа в голоцене была малозаметной. Итог описанной 100-тысячелетней истории развития — современный профиль балки, основными элементами которого являются две балочные террасы и два позднеплейстоценовых вреза, заполненных склоновыми отложениями (рис. 7.4, *з*).

Таким образом, основное углубление балки в позднем плейстоцене произошло при относительном потеплении внутри валдайской ледниковой эпохи и относится ко времени порядка 30–40 тыс. л.н. Вероятно, в это время по климатическим (не связанным с ледником) причинам значительно увеличился сток воды. К этому же времени относится относительная стабилизация склонов — образование почвенных горизонтов, перемежающихся с небольшими по мощности продуктами смыва со склонов. Впоследствии, в эпоху поздневалдайского похолодания (12–29 тыс. л.н. с максимумом похолодания 20–23 тыс. л.н.), эти почвы были погребены под мощным склоновым делювием. Периоды аккумуляции в балке, в ходе которых были созданы вторая и первая балочные террасы, соответствуют стадияльным, наиболее холодным эпохам — ранне- и поздневалдайской. Очевидно, в это время при достаточно разреженном растительном покрове, благоприятствовавшем развитию склонового смыва, сток воды в балке был невелик.

Развитие балок в позднеледниковье и голоцене различно в северной и южной половине Русской равнины. Примером балок области московского оледенения служат две балки в бассейне среднего течения р. Протвы — Чолоховская [Беляев и др., 2003] и Язвицы [Панин и др., 1999]. Обе балки начинаются в позднемосковских флювиогляциальных ложбинах на междуречьях, врезаны в морену (верховья — в московскую, низовья — в днепровскую) и имеют выпуклые продольные профили. В самых верховьях их глубина лишь 2–3 м, тальвег пассивно следует уклону поверхности ледниковой аккумуляции. Перегиб профиля, фиксирующий дальность проникновения послемосковской волны линейной эрозии, наблюдается в Чолоховской балке в 2,6 км от истока, в балке Язвицы — в 1,2 км при общей длине балок 7,0 и 4,6 км соответственно (рис. 7.5, *а*). В обеих балках нет погребенных врезав, после последнего ледникового максимума они постоянно углублялись. Местами перегибы в профилях бортов позволяют предположить положение днища перед началом предголоценового врезания (рис. 7.5, *б*).

В Чолоховской балке основание разреза поперек днища выстилается базальным дресвяно-щебнистым горизонтом мощностью до 0,8–0,9 м, накопление которого с учетом данных по нижнему течению происходило около 6–6,5 тыс. л.н. В тыловых частях днища в среднем течении он поднимается на 1–2 м выше, чем в центральной, что указывает на тенденцию углубления балки. На активный транспорт крупнообломочного материала в это время указывают его значительные мощности

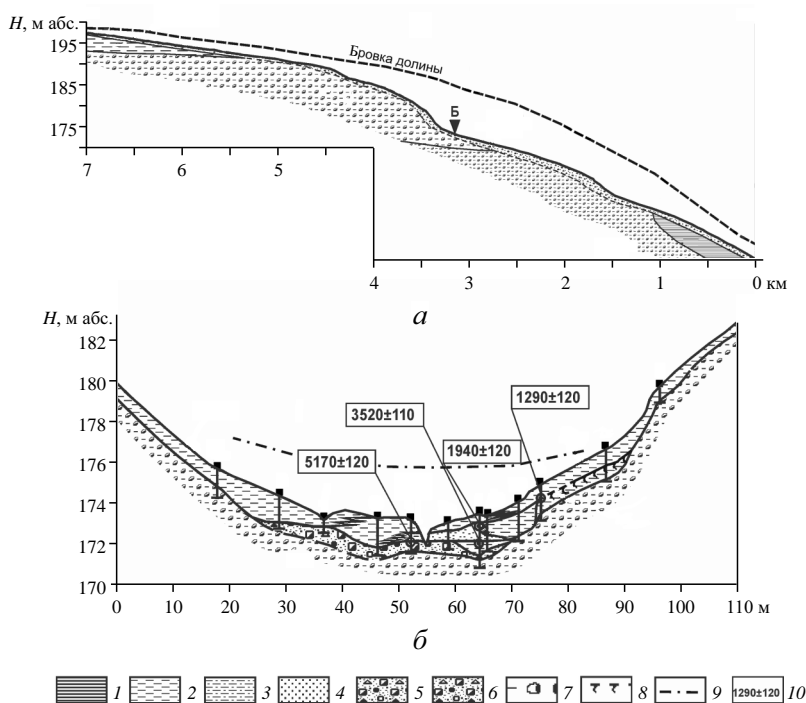


Рис. 7.5. Строение Чолоховской балки (Калужская область, краевая область московского оледенения) [Беляев и др., 2003, с изменениями]:

a — продольный профиль; *б* — поперечный профиль в средней части; 1 — глина; 2 — суглинок; 3 — супеси; 4 — песок; 5 — дресва и щебень; 6 — щебень и валуны; 7 — суглинок валунный (морена); 8 — погребенная почва; 9 — предположительное положение днища перед началом врезания в позднеледниковье; 10 — ^{14}C даты

в нижнем течении, где балка прорезает озерные глины, т.е. весь крупнообломочный материал там принесен сверху. Позднее его мощности заметно уменьшаются, свидетельствуя о снижении транспорта наносов. Еще один небольшой врез на среднем участке балки фиксируется в правой части днища и датируется около 3,6–3,9 тыс. л.н. В дальнейшем в условиях снижения мощности потока происходила небольшая аккумуляция руслового аллювия, представленного оглиненным песком. Врезание с формированием современного руслового вреза происходит, видимо, вместе с активизацией склонового сноса и погребением почвы в основании борта балки около 1,2–1,3 тыс. л.н.

В средней части балки Язвицы днище шириной 40–50 м сложено аллювиальными песками с хорошо выраженным гравийно-галечным базальным горизонтом. Возраст аллювия — 4,8–5,5 тыс. лет. В тыловых частях днища встречаются врезанные в борта долины крупные меандровые фестоны, свидетельствующие о том, что днище было разработано многоводным потоком, более мощным, чем поток современного ручья. Днище перекрыто толщей делювия с пирогенными углями в основании, датированными в интервале 600–1100 л.н. Одновременно с активизацией смыва со склонов в днище балки образовался 2-метровый врез, достигший максимальной глубины за всю историю балки.

Для балок внеледниковой зоны характерны выработанные продольные профили и наличие переуглублений, заполненных балочным аллювием мощностью

до 10–15 м. Глубокое врезание произошло не позднее 15–16 тыс. л.н. Конец позднеледниковья (11,8–12,5 тыс. л.н., возможно, и ранее) — время интенсивной аккумуляции, накопление 5–7-метровых и более мощных толщ осадков, составляющих бóльшую часть всего балочного выполнения. В голоцене темпы аккумуляции резко уменьшаются. Мощность голоценовых осадков не превышает 1,5–2 м. Однако есть примеры экстремальных значений темпов эрозионно-аккумулятивных процессов, связанные с пирогенными явлениями. Первую половину голоцена можно считать временем окончания аккумуляции (адаптации продольного профиля), середину голоцена — стабилизации балок. В поздне- и послееатлантическое время темпы эрозионно-аккумулятивных процессов расли (по крайней мере в лесостепных районах). Видимо, это связано с ростом частоты и магнитуды экстремальных погодноклиматических явлений.

Примером балок с таким ходом развития является Крамской Лог (Курская область). В среднем течении балки подошва поздневалдайского вреза вскрыта бурением на глубине около 10 м (рис. 7.6, *a*). Точное время врезания не установлено, но после врезания еще до начала голоцена происходило выполнение вреза 6-метровой толщиной тяжелых суглинков сизого цвета, не содержащих органики. С началом голоцена аккумуляция продолжается, но, видимо, более медленными темпами; происходит постепенное обогащение осадков органическим веществом. Около 10,3–10,5 тыс. л.н. (^{14}C дата 9245 ± 80) они преобразуются в гиттию темно-серого цвета мощностью 70–80 см, которая накапливалась в течение 2–3 столетий (^{14}C дата в кровле 9060 ± 95). Скорость ее накопления — 25–35 см за 100 лет. Экстраполяция этой скорости к подошве балочного заполнения позволяет оценить длительность накопления нижележащей 6-метровой глинистой толщи в 2 тыс. лет. Эта оценка дает представление лишь о порядке величин. Тем не менее на ее основании можно говорить, что максимум врезания балки был достигнут незадолго до начала голоцена и уже в конце позднеледниковья началось быстрое заполнение вреза — вероятно, начиная с 12,5 тыс. л.н.

Около 10 тыс. л.н. в днище балки образовалось болото и со средней скоростью 4,5 см/100 лет стал накапливаться торф. Однако датировка 7,3–7,4 тыс. л.н. (^{14}C дата 6450 ± 90) вблизи кровли торфа не дает времени окончания торфонакопления. Судя по разрезу, вскрытому в расположенном ниже по течению вершинном уступе вторичного вреза, в кровле торфа имеется пологое понижение, и торф имеет резкий эрозионный контакт с вышележащими осадками. Это свидетельство того, что в конце этапа торфонакопления в центральной части балки произошло врезание и самые верхние слои торфа были эродированы. Глубина этого вреза и мощность слоя уничтоженного торфа оценена в 0,5 м. Если «нарастить» зафиксированную кровлю торфа на 0,5 м и экстраполировать рассчитанные скорости торфонакопления вверх по разрезу, окончание его накопления можно оценить временем порядка 6000 л.н. Это первое проявление глубинной эрозии в голоцене. В нижнем течении балки следы этого события не зафиксированы. Возможно, что врезание охватывало лишь средний участок балки, но скорее всего на нижнем участке его следы уничтожены при последующих эрозионно-аккумулятивных циклах.

Торф перекрывался неясно слоистой гиттией мощностью 60–70 см, в пределах которой скорости осадконакопления падали до 0,6 см/100 лет, а дно балки в среднем течении практически стабилизировались. Однако в нижнем течении в последней трети голоцена началось последовательное формирование вторичных врезв. Вершина каждого следующего вреза продвигалась все дальше вверх по те-

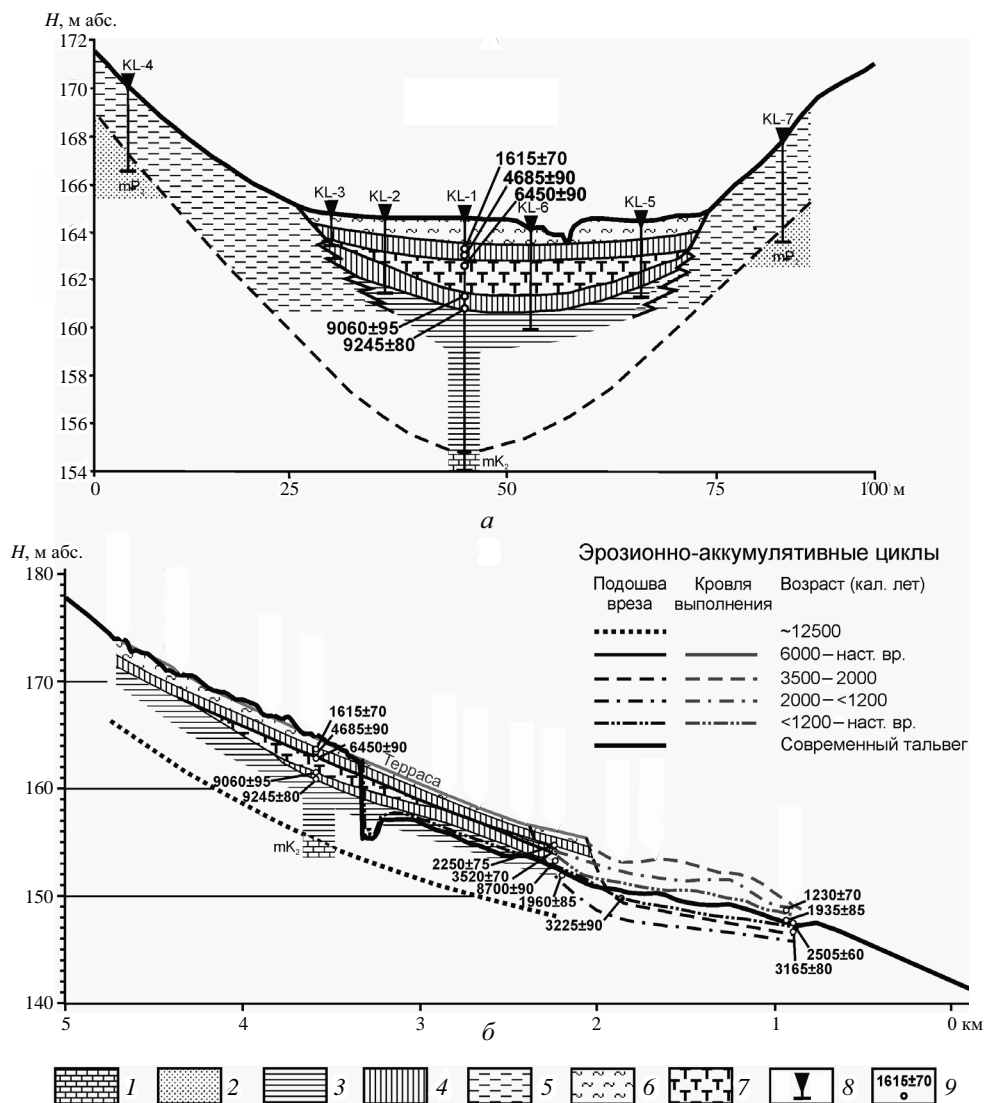


Рис. 7.6. Строение и голоценовое развитие балки Крамской Лог (Курская область):

a — поперечный профиль в средней части; *b* — продольный профиль с эрозионно-аккумулятивными циклами второй половины голоцена; 1 — мел, мергель; 2 — песок; 3 — глина, бедная органикой; 4 — глина, богатая органикой (гиттия), 5 — суглинок; 6 — слоистые наносы (переслаивание гумусированных суглинков, супесей, песков); 7 — торф; 8 — шурфы и скважины; 9 — ^{14}C даты

чению, а за счет переотложения наносов, мобилизованных при регрессивном росте вреза ниже вершины, врез частично заполнялся ими. Каждый последующий врез регрессивно продвигался дальше и углублялся глубже предыдущего, что создавало в нижнем течении веер вложенных друг в друга террас. Эти террасы хорошо выделяются на поперечных профилях через балку, а ^{14}C датирование слагающих их осадков позволило построить схему развития вторичных врезов, в которой выделено три эрозионно-аккумулятивных цикла: 3500–2000 л.н., 2000—< 1200 л.н. и < 1200 л.н. — настоящее время (рис. 7.6, б). Активная вершина современного

вреза представляет собой обрыв с глубоким водобойным котлом глубиной до 7 м. Он находится лишь в 250 м ниже от профиля 8. В вершине вреза вскрываются грунтовые воды, и далее вплоть до устья в балке существует постоянный водоток.

Последние фазы развития современного вреза совпали с началом сельскохозяйственного освоения водосбора балки. Продукты ускоренной эрозии и расчленения бортов балки антропогенными оврагами накапливаются в днище верхней и средней частей балки в виде самого верхнего слоя слоистых песчано-глинистых наносов. Мощность отдельных слоев — 1–5 см. Отдельные слои гумусированы, но большинство бедно органикой, что указывает на более вероятное происхождение наносов от овражной эрозии, чем от смыва с пашни. Для верхней части слоя методом ^{137}Cs была определена скорость осадконакопления. В вертикальной эпюре распределения ^{137}Cs выделяется черномыльский пик на глубине 4–5 см; менее четко идентифицируется «бомбовый» пик начала 1960-х гг. в интервале 14–20 см. Подошва Cs-содержащих осадков (1954 г.) установлена на глубине 21 см. Средняя скорость аккумуляции за 44 года (образцы отбирались в 1998 г.) составляет 48 см/100 лет. Экстраполяция этих скоростей вниз по разрезу до подошвы слоистых наносов дает оценку общей продолжительности их накопления в 250 лет при условии неизменности темпов поступления материала в днище.

Таким образом, в результате распашки водосбора темпы осадконакопления в верхнем и среднем течении балки увеличились на два порядка величин по сравнению с характерными для второй половины голоцена. Темпы аккумуляции за два последних столетия в 1,5 раза превысили таковые на рубеже плейстоцена и голоцена, когда в условиях разреженной растительности и нестабильных склонов происходила быстрая трансформация продольного профиля балки — его адаптация к новым характеристикам стока воды. Однако из-за относительной непродолжительности агрогенного этапа его общее влияние на ход развития балки невелико. В верхней по течению части балки ускоренная аккумуляция нарушила относительную стабилизацию днища, установившуюся во второй половине голоцена. В нижней части балки во второй половине голоцена преобладали процессы врезания. Формирование вторичных врезов, особенно интенсивное с последней трети суббореального периода (последние 3500 лет), диагностирует климатически обусловленный рост водного стока.

В Берестовой балке (Ростовская область) данные геологической и топографической съемки позволили оценить соотношение объемов эрозии и аккумуляции в голоцене [Панин, Малаева и др., 1998]. Балка выполнена 3–4-метровой толщей супесчано-суглинистых осадков (ниже обозначены как А1), насыщенных древесными угольками возрастом 8–9,5 тыс. лет, являющимися результатом двух вспышек послепожарной эрозии. Кровля пирогенных осадков занимает широкое (50–100 м в средней, до 200 м в нижней частях) днище балки (рис. 7.7), в которое вложен врез глубиной 1,5–2,5 м. Сохранились слоистые наносы, коррелятные начальным стадиям образования излучин этого вреза (А2). По возрасту погребенной под ними балочной почвы и мощности сформированного почвенного профиля возраст вреза оценен в 400–500 лет. Так как пастбищная и земледельческая нагрузка на водосбор балки проявилась не ранее начала — середины XIX в., формирование вреза можно отнести за счет естественных факторов.

На участке 1,4–6,0 км от устья объем аккумулятивного заполнения балки составляет 1350 тыс. м³, из которых 91% приходится на А1 и 9% — на А2. Объем вторичного вреза равен 210 тыс. м³, или 15,5% от объема аккумулятивной толщи. Таким образом, объем голоценовой аккумулятивной толщи более чем в 6 раз превышает

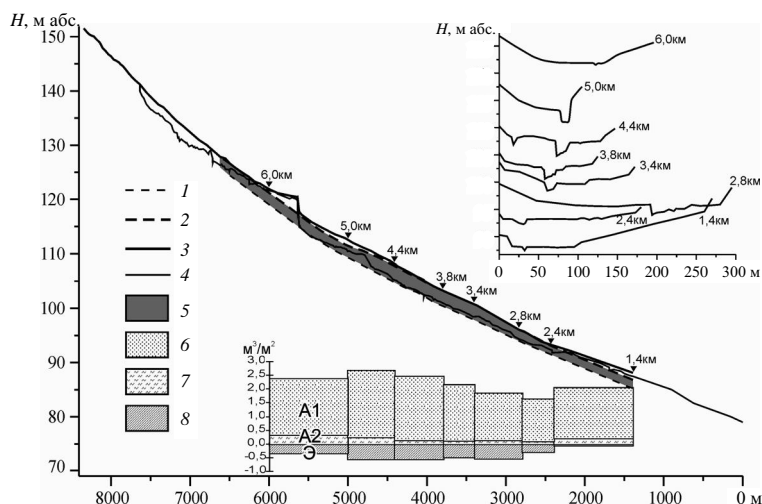


Рис. 7.7. Трансформация продольного профиля Берестовой балки (Миллеровский район Ростовской области) и соотношение процессов эрозии и аккумуляции с конца бореального периода голоцена [Панин и др., 1998, с изменениями]. Тальвег балки:

1 — около 9,5 тыс. л.н.; 2 — около 8 тыс. л.н.; 3 — современное днище; 4 — современный донный врез; 5 — аккумулятивная толща в днище балки (ранний голоцен — конец бореального — начало атлантического периодов); 6, 7 — объемы аккумуляции на единицу площади дна позднбореальной — раннеатлантической фазы (6), позднеголоценовой фазы — слоистые наносы, переотложенные на начальных стадиях формирования донного вреза (7); 8 — объем донного вреза. На врезке — поперечные профили дна балки на разном расстоянии от устья

объем вторичного вреза. Учитывая, что современный врез практически нигде не достиг отметок позднбореального тальвега балки, можно заключить: в голоцене процессы аккумуляции опережали процессы эрозии не только по седиментационному (баланс размыва — накопления), но и по геоморфологическому эффекту.

Глубокий доголоценовый врез вскрыт бурением в днище балки Малый Казгулак на северо-востоке Ставропольского плато. Максимальная мощность балочного заполнения превышает 14 м, из которых верхние 2–3 м приходятся на голоцен. В строении балочного заполнения выявлено несколько эпизодов эрозии, связанных с климатически обусловленными этапами увеличения поверхностного стока. Неглубокий размыв балочных отложений с последующей аккумуляцией выявлен между 8,0–8,5 тыс. л.н. и < 4,0–4,2 тыс. л.н. Донный врез, датированный по заполняющему его днище торфу, образовался в среднем течении между концом XV и началом XVII в. При современном глубоком (> 5м) положении зеркала грунтовых вод накопление торфа в дне балки свидетельствует о значительно более водообильных условиях в период 400–500 л.н. [Панин и др., 2011]. Современный этап активизации эрозии связан с продолжающейся в течение последних 150 лет распашкой земель. Она приводит к смыву почв на склонах и аккумуляции продуктов смыва в днище балки.

Наряду с формированием и эволюцией балок, накоплением в них наносов и врезанием тальвегов в голоцене развивались овраги. На территории Боровской УНС МГУ склоны долины р. Протвы прорезает 19 оврагов, из которых 15 имеют доголоценовый возраст и 4 образовались в голоцене [Панин, 2008; Панин, Каревская и др., 2009; Panin et al., 2009, 2011]. Три из них с водосборной площадью 1,5–4,5 га прорезали склоны с существенно песчаным сложением. На моренном склоне заложился лишь один овраг, имеющий бóльшую площадь водосбора — > 7

га. Появление одного из голоценовых оврагов произошло в XIV–XV вв. и было вызвано дорожной эрозией на краю деревни, три других образовались 4,5–6 тыс. л.н. — в период, к которому относятся многочисленные признаки экстремальных палеогидрологических событий в балках и речных долинах (рис. 7.8). В то же время археологические данные свидетельствуют, что в это время (эпоха бронзы) население в данном районе отсутствовало либо было очень незначительным. Следовательно, заложение оврагов можно связывать с экстремальными проявлениями поверхностного стока в естественных условиях.

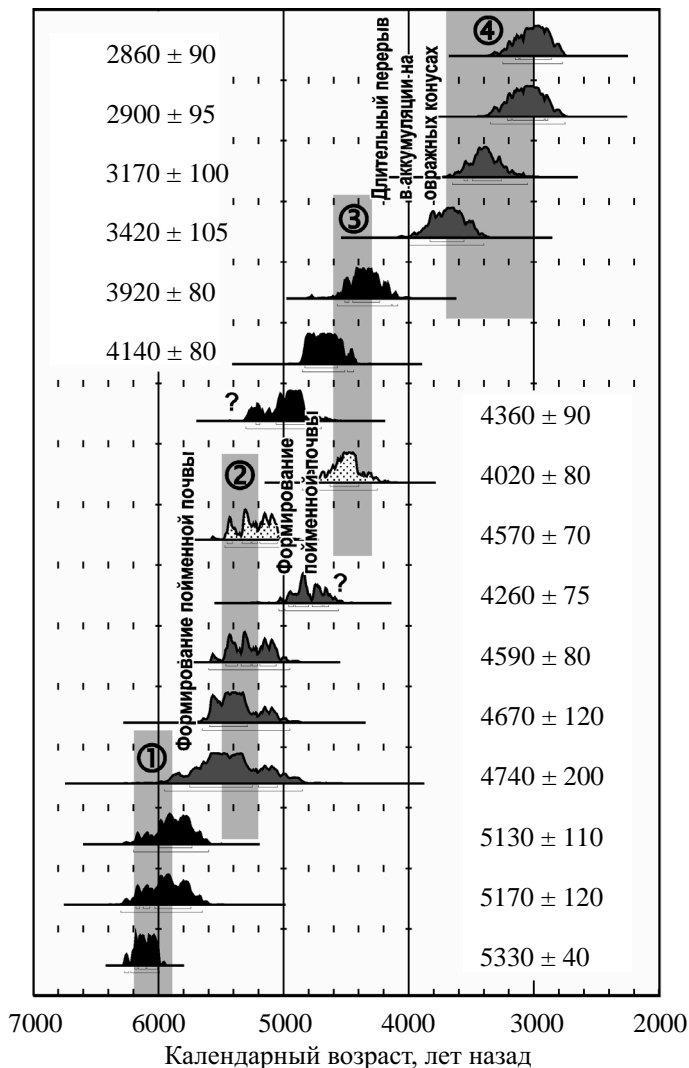


Рис. 7.8. Периоды высокой флювиальной активности (овражная эрозия, мощные паводки на реках) в бассейне р. Протвы (территория Боровской УНС МГУ, Калужская область) по данным ¹⁴C датирования следов экстремальных палеогидрологических событий [Panin et al., 2011]. Интервалы высокой флювиальной активности (высокого стока) обозначены номерами в кружочках и показаны пунктирными полосами. Заливка серым графиков распределения вероятности ¹⁴C дат обозначает их принадлежность к разным интервалам высокого стока; крапом — принадлежность к периодам низкого стока

Установленные явления линейной эрозии не имеют аналогов в другие эпохи голоцена. Показательно, что борта долины р. Протвы, прорезаемые новообразованными оврагами, были подмыты еще в позднеледниковье, но в течение первой половины голоцена овраги на них не формировались [Панин, Каревская и др., 2009]. Два из трех оврагов после долгого перерыва активизировались 3,0–3,7 тыс. л.н. (фаза 4 на рис. 7.8).

Доголоценовые овраги максимально глубоко были врезаны 2,5–4,0 тыс. л.н. Тогда же возобновилась активность двух голоценовых оврагов. После этого в тальвегах преобладала аккумуляция, накопились отложения мощностью до 2–3 м. Статистическая обработка 65 дат по овражным наносам позволила обнаружить ритмичность в проявлениях эрозии [Панин, 2008; Panin et al., 2009]. В последние 5000 лет выделено четыре эрозионных эпохи тысячелетнего ранга: > 5000–3900 л.н. (слабая эрозия), 3900–2700 л.н. (сильная эрозия), 2700–1200 л.н. (слабая эрозия) и 1200 л.н. — настоящее время (сильная эрозия). Внутри этих эпох выделено несколько фаз особенно интенсивной эрозии, среди которых выделяются три 3150–2850, 2350–2050 и 1050–750 л.н., и три фазы относительно слабой эрозии — 4850–4550, 3900–3600, 1800–1600 л.н. Возможно, часть этих фаз представляет собой не многолетние периоды увеличения интенсивности эрозии, а «размазанный» во времени эффект единичных экстремальных событий. К ним следует добавить последние 500 лет — время, к которому приурочены возникновение существующих ныне населенных пунктов, рост населения и антропогенного воздействия на ландшафт.

Обобщение данных о возрасте овражно-балочных форм, образованных в позднем плейстоцене и голоцене, позволяет установить цикличность в развитии эрозионно-аккумулятивных процессов и ее связь с изменениями климата. В микулинско-валдайском 100-тысячелетнем межледниково-ледниковом цикле в центре и на юге Русской равнины выделяются три фазы. Первая фаза роста эрозионной сети относится еще к предшествующему 100-тысячелетнему климатическому циклу — позднемосковскому времени [Еременко, Панин, 2010, 2011] (рис. 7.9, а), когда значительно возросли глубина и густота эрозионной сети, местами образовались бедленды. Верховья эрозионных систем продвинулись далеко в глубь между речий, ширина пояса невыявленной линейной эрозии [Ермолаев, 1992] была минимальной. В эту фазу заложились рисунок современной ложбинной сети между речий. Вторая фаза — стабилизация эрозионных форм в оптимум микулинской эпохи (рис. 7.9, б), который длился около 10 тыс. лет. Начало погребения торфов или почв — индикаторов эрозионно-аккумулятивной стабильности — относится в одних случаях к окончанию оптимума около 120 тыс. л.н., в других — к первой трети валдайской эпохи (около 80 тыс. л.н.). Ввиду малого числа объектов, для которых имеются абсолютные датировки, трудно говорить, связана эта вариативность с локальными условиями или имеет черты зональности. Третья фаза — заполнение врезов делювиально-солифлюкционными наносами, начавшееся по окончании стабилизации (рис. 7.9, в). Активность склоновых процессов с короткими остановками в фазы потеплений [Динамика..., 2002] была высока вплоть до окончания валдайской эпохи. Уже к началу среднего валдая балки местами были полностью стерты в рельефе [Сычева, 1997, 2003а], и верховья долинной сети превратились в дендритовидные системы ложбин.

Следующий цикл развития эрозионно-аккумулятивных процессов относится к концу валдайской эпохи — голоцену. Первая фаза этого цикла — предголоценовая активизация линейной эрозии, повторное углубление и продвижение вершин

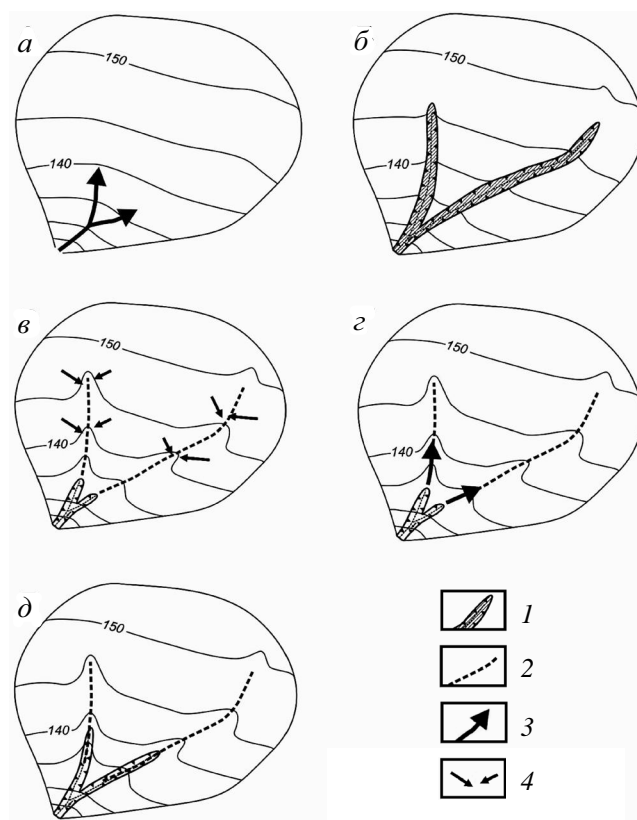


Рис. 7.9. Схема развития верховий флювиальных систем в течение двух последних ледниково-межледниковых циклов:

а — конец московской холодной эпохи среднего плейстоцена (> 130 тыс. л.н.); *б* — микулинское межледниковье (130–115 тыс. л.н.); *в* — валдайская холодная эпоха (115–18 тыс. л.н.); *г* — конец валдайского плинiglациала и позднеледниковье (18–11,8 тыс. л.н.); *д* — голоцен (11,8 тыс. л.н. — настоящее время); 1 — бровки оврагов и балок; 2 — тальвеги ложбин; 3 — рост линейных врезов; 4 — заполнение врезов продуктами смыва со склонов

эрозионных форм вверх по ложбинной сети (рис. 7.9, *г*). С большой уверенностью можно говорить, что эти процессы происходили после последнего ледникового максимума, который отличался засушливым климатом. Есть также признаки начальной активизации линейной эрозии перед последним ледниковым максимумом [Беляев, Григорьева и др., 2008]. Поэтому возможно, что эта эрозионная фаза проходила в несколько стадий. Результатом средне- и поздневалдайской регенерации служит современная структура долинно-балочной сети, оформившаяся к началу голоцена и в голоцене не изменявшаяся (рис. 7.9, *д*). Верховья современной (позднеледниковой) балочной сети не достигают вершин позднемосковско-микулинской эрозионной сети. Ее реликты выражены в современном ландшафте в виде ложбинных систем, наследующих погребенные эрозионные врезы (см. рис. 7.9, *д*). Разница в протяженности современной и позднемосковско-микулинской эрозионной сети нарастает к югу — юго-востоку, что выражается в усложнении структуры и росте протяженности ложбин в этом направлении. Это отражает палеогидрологические отличия московского и валдайского позднелед-

никовый: в первое общие величины создавшего эрозионную сеть поверхностного стока не так быстро убывали к югу, как во втором — позднем валдае, т.е. различия в величинах стока в эти две эпохи нарастали к югу.

Вторая фаза — голоценовая стабилизация эрозионно-аккумулятивных процессов в балках, под которой подразумевается значительное снижение темпов процессов по отношению к процессам заполнения и углубления балок в предшествующую холодную эпоху. Динамика их прослеживается на фоне относительной стабилизации, относится к более низкому рангу временной организации, чем ледниково-межледниковые эрозионно-аккумулятивные циклы. Она неодинакова в балках областей последних оледенений (московского и валдайского) и более южных регионов, в связи с чем можно говорить о северном и южном вариантах развития балок. Для балок области московской стадии среднеплейстоценового и более поздних оледенений (северный вариант) характерно отсутствие переуглублений и преобладание тенденций к врезанию на протяжении позднеледниковья и голоцена (рис. 7.10, а). Об активизации врезания в позднеледниковье можно судить только местами по сохранившимся перегибам балочных склонов, указывающим

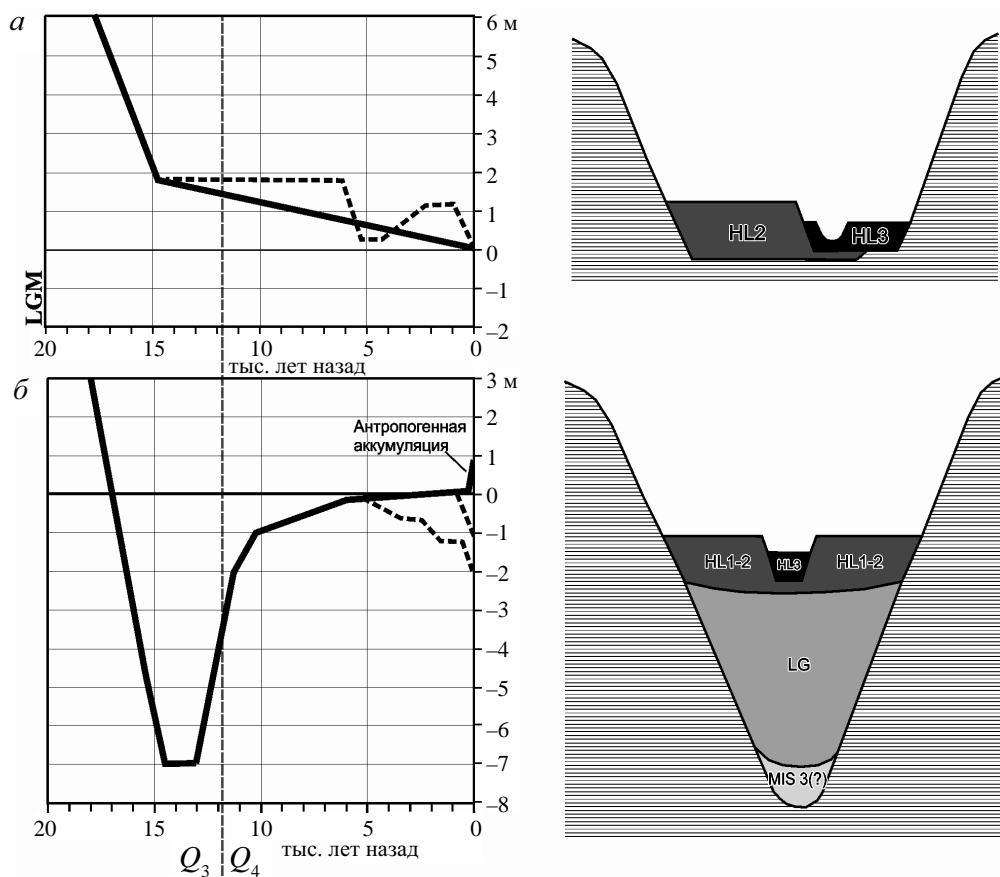


Рис. 7.10. Принципиальные схемы развития (слева) и строения (справа) балок Русской равнины:

а — северный, б — южный варианты. Возраст балочного аллювия: MIS 3 — изотопная стадия 3 (средний валдай); LG — позднеледниковье (поздний валдай); HL — голоцен (1–2 — ранний, 3 — поздний)

на положение бывшего днища на высоте до нескольких метров над современным днищем. Сохранность осадков позволяет достоверно судить об истории этих балок только во второй половине голоцена. Для конца атлантического — начала суббореального периодов (4,5–6 тыс. л.н.) были характерны мощные паводки, вызвавшие врезание и расширение дна балок. В некоторых случаях это было самое глубокое врезание в голоцене, в других оно было превышено позднее. Около 4,5–5 тыс. л.н. дно балок стабилизировалось либо произошла небольшая аккумуляция, связанная с продолжавшимся врезанием выше по течению, а 4 тыс. л.н. в отдельных случаях отмечается оживление врезания, наиболее сильное в последнее тысячелетие. В большинстве случаев тальвеги балок углубились ниже уровня позднеатлантического врезания.

Для балок к югу от границы московского оледенения (южный вариант) характерно значительное предголоценовое переуглубление, большая часть которого была заполнена в самом конце позднеледникового (рис. 7.10, б). Аккумуляция, постепенно затухая, продолжалась и в самом начале голоцена. В позднебореальное — раннеатлантическое время (8–9,5 тыс. л.н.) отмечаются вспышки пирогенной эрозии, сопровождавшиеся аккумуляцией мощных толщ отложений в днищах балок [Сычева, Чичагова и др., 1998; Панин, Малаева и др., 1998]. Эрозия периода 8–8,5 тыс. л.н. выявлена в междуречной ложбине в северо-восточном Ставрополье при отсутствии признаков пирогенных событий, но в балке, куда открывается эта ложбина, признаков эрозии данного времени не обнаружено [Панин и др., 2011]. Это указывает на ограниченную интенсивность ливневых осадков, формировавших сток, способный производить лишь склоновую эрозию и поставлять наносы на дно балок. 8–10 тыс. л.н. (позже — там, где проявлялась пирогенная эрозия) днища балок повсеместно стабилизировались, в них начали развиваться процессы почвообразования, а в более влажной обстановке — накопление торфов. Активизация эрозионно-аккумулятивных процессов, выразившаяся в появлении неглубоких вторичных врезов и их последующем заполнении минеральными наносами, отмечается в некоторых балках около 6,0 тыс. л.н. Другие балки оставались стабильными вплоть до последнего тысячелетия. Повсеместные признаки врезания (образование вторичных врезов) отмечаются в течение последнего тысячелетия.

Все этапы врезания балок можно связывать с периодами значительного увеличения поверхностного стока. Свидетельством этого для позднемосковского времени служит не только углубление малых долин, но и увеличение общей эрозионной расчлененности. Кроме того, продольный профиль тальвега погребенного вреза имеет вогнутую форму с максимальным увеличением стрелы прогиба в среднем течении — именно так, как реагируют реки на увеличение стока [Маккавеев, Хмелева и др., 1961]. Для конца позднего валдая, вслед за последним ледниковым максимумом, на Восточно-Европейской равнине установлен этап мощного речного стока по развитию в долинах рек реликтовых макроизлучин — аномально крупных извилистых палеорусел [Сидорчук и др., 2000, 2008]. Характерно, что мощный сток проявлялся в завершающие фазы холодных эпох.

Внутри голоцена амплитуда изменений стока была многократно меньше, чем в предшествовавшую холодную эпоху, но их роль все равно оставалась значительной. Сопоставление истории «северных» и «южных» балок обнаруживает много общего — увеличение активности во второй половине голоцена, периоды наиболее сильного углубления на рубеже атлантика — суббореала и в последнее тысячелетие. Очевидно, в обоих случаях имеет место реакция флювиальной морфодинамики на сходные изменения стока воды (балки реагировали на рост мощ-

ности паводков врезанием, переотложением наносов внутри балочной системы). Различия же в глубинах врезания и величинах аккумуляции связаны, очевидно, с разным возрастом балок и долин ручьев и малых рек. В областях последних двух оледенений эрозионная сеть молодая (моложе 150 тыс. лет), быстрому углублению балок препятствует литологический фактор — трудноразмываемые валунные суглинки. Невыработанная, выпуклая форма продольных профилей обуславливает общую тенденцию к врезанию. На изменения стока балки реагируют ускорением, замедлением или приостановкой врезания. Этим объясняется отсутствие предголоценовых переуглублений. Напротив, в древнеледниковых и внеледниковых областях эрозионная сеть древняя, обладает выработанными профилями и реагирует на значительные изменения стока трансформацией продольных профилей — увеличением и уменьшением стрелы прогиба. Мощный сток в позднеледниковье вызвал соответствующее врезание балок, уменьшение стока — значительную аккумуляцию. Донные врезы, формировавшиеся повсеместно в последнее тысячелетие (вероятно, начиная с XIII–XIV вв.) — индикаторы климатически обусловленного роста стока при похолодании малого ледникового периода.

Поскольку в периоды мощного стока наряду с углублением существующих долин происходило продвижение верховьев эрозионной сети к водоразделам, современная густота долинно-балочного расчленения может рассматриваться как реликт последнего позднеледниковья, отвечающий значительно большим величинам поверхностного стока, чем в настоящее время. Расходам воды, многократно превышавшим современные, отвечали и форма продольного профиля, и уклоны балок в позднеледниковье. На рубеже позднеледниковья — голоцена происходила адаптация продольных профилей к уменьшению стока — мощная аккумуляция в балках. Однако не исключено, что полной адаптации профилей к новым условиям не было, поскольку аккумуляция на дне балок лимитировалась поступлением наносов со стабилизировавшихся водосборов. Поэтому, несмотря на благоприятные для проявлений линейной эрозии изменения водного режима при распашке водосборов, донные врезы в балках занимают лишь несколько процентов от их общей длины. Б.Ф. Косов [1984], обратив внимание на несоответствие густоты древнего (балочного) и современного (овражного) расчленения, сделал вывод, что основной причиной развития современных врезов в дне балок служат не изменения стока в результате распашки, а механические нарушения защитного растительного покрова — перевыпас скота, грунтовые дороги и т.д. К этому можно добавить, что в изученных балках большинство донных врезов, для которых удалось оценить возраст, образовалось до начала освоения балочных бассейнов, т.е. они имеют климатическую природу.

Показателен пример бассейна балки Малый Казгулак [Панин и др., 2011]: искусственное снижение противоэрозионной устойчивости ландшафта (вследствие тотальной распашки) не привело к образованию донных врезов по системам ложбин, густо расчленяющих склоны междуречья. Очевидно современные климатические условия в отношении эрозионного потенциала (количества и интенсивности) атмосферных осадков далеко не достигают тех условий, в которых эта эрозионная сеть формировалась.

На фоне реконструированной геологической истории можно сказать, что распашка водосборов в последние столетия привела к неоднозначным последствиям. Рост поверхностного стока сопровождался развитием вторичных врезов в днищах балок. Однако эффект усиления эрозии многократно перекрывается аккумуляцией продуктов эрозии, сносимых с распаханых склонов. За время сельскохо-

зайствованного освоения (последние 150–300 лет) в балках накопились агрогенные наносы мощностью 1–2 м, что соизмеримо с величиной аккумуляции за весь голоцен. Антропогенный фактор увеличил на один — два порядка интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов, но аккумулятивные тенденции, характерные для естественного развития балок в голоцене, сохранились. Из этого следует, что как в голоцене, так и в современную эпоху балки служат коллекторами продуктов эрозии, не позволяя значительной части наносов достигать речных долин.

Реконструкция эрозионной истории позволяет заключить, что при существующем характере природопользования и сохранении современных климатических условий значительной активизации процессов линейной эрозии можно не ожидать. Однако этого нельзя гарантировать, если климатические условия изменятся в сторону роста количества и интенсивности атмосферных осадков. Геоморфологически и геологически обусловленный предел эрозионного расчленения демонстрирует древняя эрозионная сеть. Если произойдет ее омоложение, территория превратится в бедленд.

7.3. ЭВОЛЮЦИЯ ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ РАВНИННЫХ РЕК В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Исследование рельефа пойм и морфологии староречий показало, что часто поймы рек представляют собой гетерогенные образования и лишь малая доля их площади сформирована в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности современного русла. Согласно работам Дж. Дьюри [Dury, 1954] и И.А. Волкова [1963] на поймах и низких террасах рек выявлено широкое распространение староречий с большими размерами, чем у современных русел. Н.И. Маккавеев [Экспериментальная..., 1969] показал, что на поймах меандрирующих рек выделяются как староречья большего размера, чем современные, так и более мелкие старицы. Реконструкция основных этапов формирования пойм рек, восстановление морфологии палеорусел, их возраста и роли в пойменном рельефообразовании, качественный и количественный анализ эволюции русел при изменении во времени водоносности рек могут быть использованы для прогнозирования подобных изменений русловых процессов в будущем в условиях глобального изменения климата и увеличения антропогенной нагрузки.

Возраст наиболее древней поймы р. Маррамбиджи (Австралия) — около 100 000 лет. Поймы рек равнин Северной Евразии обычно не старше 17 000 лет — времени начала дегляциации. Созданный в процессе русловых деформаций их рельеф здесь хорошо сохранился. На поймах меандрирующих рек обычно отчетливо читаются веера блуждания древних русел, хорошо выражены системы староречий. Морфометрические характеристики древних русел (их ширина и шаг излучин) оцениваются достаточно достоверно.

Натурные исследования, анализ карт, аэрофото- и космических снимков показывают, что развитие пойм меандрирующих рек Северной Евразии проходило в три основных этапа (рис. 7.11).

На первом этапе поймы формировались реками очень больших размеров, ширина русел, шаг излучин этих рек превосходил размеры современных рек в 13–15 раз. В это время возникли очень широкие поймы, соответствующие поясу меандрирования данных больших рек. При врезании рек эти поймы частично вышли из-под уровня затопления и превратились в низкие террасы.

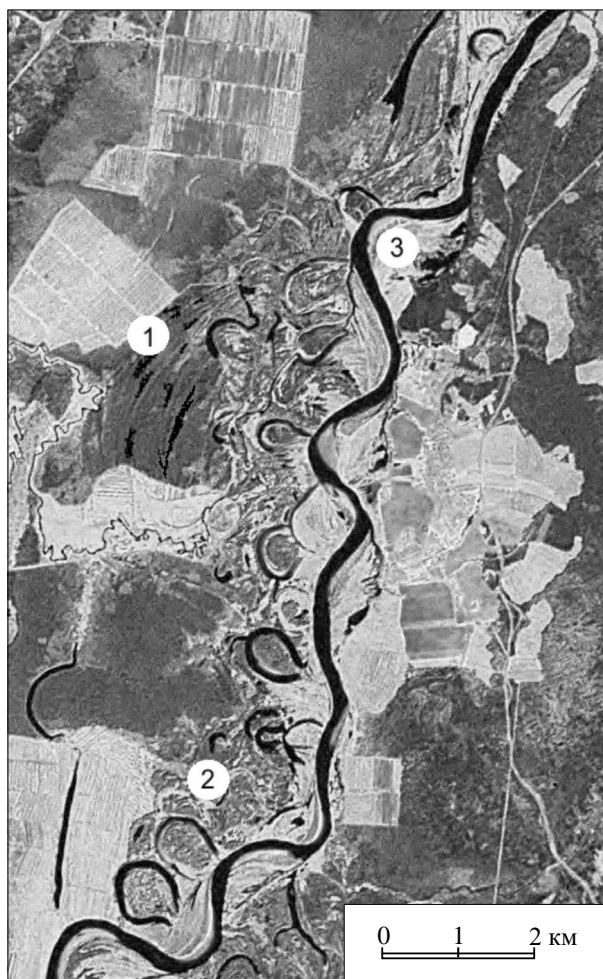


Рис. 7.11. Три этапа формирования поймы р. Сысолы выше г. Сыктывкара. Цифры в кружочках указывают на соответствующие возрастные генерации поймы

На втором этапе поймы формировались реками в 1,5–2 раза меньших размеров, чем современные, но с более крутыми излучинами. Иногда эти поймы занимают лишь небольшую часть пойменного массива, созданного большими руслами предшествующего этапа. Значительная часть более древней поймы переработана в процессе русловых деформаций на этом этапе и в ходе миграций русел малых меандрирующих рек, протекающих по пойме. Поэтому следы первого этапа формирования поймы в ее рельефе часто не выражены.

Третий (современный) этап формирования пойм связан с увеличением размеров и сокращением пояса меандрирования рек, что способствовало сохранению рельефа пойм предыдущих этапов на многих участках речных долин. Только на самых крупных реках древняя пойма полностью переработана, так как меандрирование привело к ее уничтожению. Поэтому характерные этапы образования пойм часто выявляются лишь при рассмотрении достаточно протяженных участков речных долин.

На Русской равнине и в Западной Сибири поймы первого этапа формирования обнаружены на реках всех ландшафтных зон — от тундры до сухой степи. Они отчетливо выделяются по крупногивистому рельефу, наличию фрагментов палеорусел очень больших размеров, в которых часто расположены мощные торфяники. В настоящее время описано более 250 участков пойм с хорошо выраженными в рельефе палеоруслами [Сидорчук, Борисова и др., 1999; Сидорчук, Панин и др., 2000; Сидорчук и др., 2008].

На р. Сейме на всем протяжении реки на пойме имеются фрагменты палеорусел, размеры которых на порядок превышают размеры современного русла. В среднем течении реки, протекающей по Среднерусской возвышенности, на пойме и низкой террасе развиты ложбины и гривы, которые отражают последовательное смещение и искривление изгибов палеорусел. Формировались преимущественно петлеобразные или пальцевидные излучины, которые спрямлялись при встречном размыве берегов в пределах их шейки. Большие палеорусла на Сейме характеризуются средним шагом излучин 3000 м и шириной 350 м. Во всех долинах рек бассейна Сейма отмечается две — три генерации макроизлучин близкого размера, что свидетельствует о значительной продолжительности этапа их формирования.

Палеорусла с макроизлучинами выражены в рельефе в виде широких и очень пологих понижений (рис. 7.12). Поверхности ложбин палеорусел и большей части шпор макроизлучин имеют относительные отметки не более 2–3 м (над межленным урезом) и находятся в пределах пойм. Более древние палеорусла образуют забо-

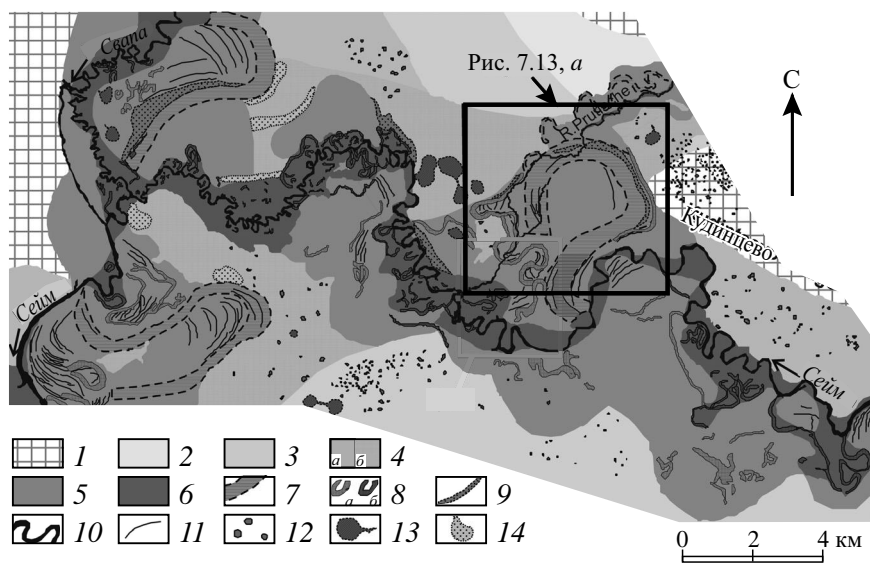


Рис. 7.12. Геоморфологическая карта участка долины р. Сейма:

1 — междуречье и коренные борта долины; разновозрастные флювиальные поверхности: 2 — 18–25-метровая терраса (ранний валдай); 3 — 12–15-метровая терраса (поздний валдай); 4 — 7–10-метровая терраса (17–19 тыс. л.н.) (а — с лессовидным покровом; б — песчаная, сильно переработанная эрозийными, термокарстовыми и эоловыми процессами); 5 — пойменно-террасовый комплекс этапа «больших излучин» (10–17 тыс. л.н.); 6 — голоценовая пойма; элементы флювиального рельефа: 7 — палеорусла макроизлучин; 8 — «малые» старицы (а — поздневалдайские, б — голоценовые); 9 — прирусловые валы макроизлучин; 10 — современное русло; 11 — пойменные гривы. Элементы реликтовой криогенной морфоскульптуры: 12 — «степные блюдца»; 13 — аласы. Элементы эолового рельефа: 14 — крупные песчаные холмы и гряды

лоченные понижения на высоте 4–5 м над меженью, что выше максимального подъема уровней в половодье. В шпорах древних излучин поверхность поднимается до уровня низкой террасы (7–10 м). Иногда выражен палеокриогенный микрорельеф, что подчеркивает генетическую и возрастную близость с низкой террасой.

Макроизлучина на пойме Сейма у д. Кудинцево представляет петлеобразный изгиб со стрелой прогиба ~ 4 км и шагом ~ 3 км. Русло (рис. 7.13) имеет асимметричную треугольную форму, наибольшие глубины (6–6,5 м от отметок меженного уреза) смещены к коренному борту — вогнутому берегу макроизлучины, который сложен аллювиально-склоновыми глинистыми отложениями. Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков и общей органики в глине ($13\ 920 \pm 90$, $14\ 105 \pm 120$ л.н.) дают представление о времени активизации склоновых процессов при подмыве коренного берега на последних стадиях активного развития макроизлучины. Левый (вогнутый) берег палеорула пологий, представляет собой обширный побочень, сложенный мелко- и среднезернистым песком.

В заполнении палеорула выделяется три основных стратиграфических горизонта. Нижний — тонко- и мелкозернистый песок, местами слабо заиленный, представляет собой русловую фацию аллювия на последних стадиях развития излучины. Песок перекрыт глинами озерно-старичной фации, в основании заметно опесчаненной и имеющей песчаные прослои. Выше по разрезу опесчаненность постепенно исчезает, что указывает на сокращение проточности старицы. Основание толщи датировано $12\ 630 \pm 70$ – $13\ 800 \pm 85$ л.н. За время отмирания макроизлучины принимается вторая из дат, что подтверждается приведенными выше датами по склоновым отложениям. Накопление старичных глин продолжалось до середины голоцена (6165 ± 70 л.н.).

В конце этапа накопления глинистой толщи образовалась своеобразная форма — крупный вал, следующий изгибу макроизлучины и сложенный глинами, аналогичными отложениям старичного заполнения палеорула. Он имеет ширину 200 м и возвышается на 3,5 м над меженью (не затапливается при наиболее мощных половодьях). Отметка вершины указывает на возможную высоту половодий Сейма в период образования вала. Впоследствии на валу сформировалась зональная серая лесная почва.

Не позднее 4240 ± 55 л.н. проточно-озерный режим сменился болотным и началось накопление третьего, торфяного, слоя. В результате образования 2-метровой толщи торфа палеорула в верхнем крыле макроизлучины приобрело отметки 1,4–1,5 м над меженью и практически сравнялось по высоте с другими участками высокой поймы Сейма.

В шпоре макроизлучины сохранился ложбинно-гривистый рельеф, гривы имеют ширину 100–200 м и поднимаются до 2,5–3,0 м над меженью. Они сложены супесчаным аллювием, но уже на глубине 1 м вскрываются русловые пески. В наиболее древней части шпоры поверхность поднимается до 3,5–4 м над меженью и в настоящее время не затапливается. Перепад высот между тальвегом палеорула и кровлей русловых песков в шпоре макроизлучины (поверхностью поздневалдайской поймы) составляет 9–11 м.

В нижнее крыло макроизлучины вложено извилистое палеоруло второго порядка шириной 100 м, с шагом излучин петлеобразной и сегментной формы 640 м, с хорошо выраженными веерами грив и ложбин в шпорах. Палеоруло было заброшено на нижнем участке не позднее 12,3 тыс. л.н. (датировки $12\ 250 \pm 70$ и 11455 ± 60). Фрагментарность палеорула усложняет интерпретацию его происхождения и эволюции. Возможно, вторичное извилистое русло является продол-

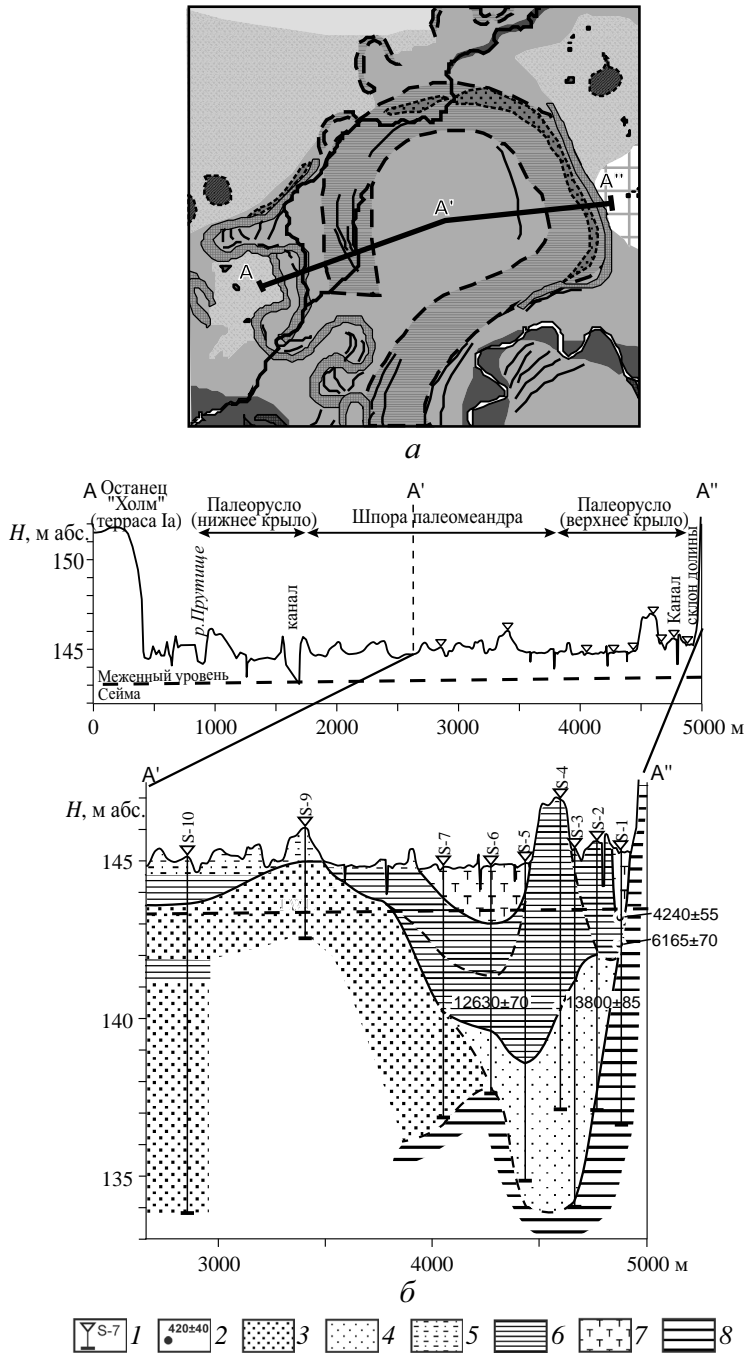


Рис. 7.13. Геологический профиль (б) через палеоруло поздневалдайской макроизлучины р. Сейма у д. Кудинцево (а — положение макроизлучины — см. рис. 7.12); 1 — песок среднезернистый; 2 — песок мелкозернистый; 3 — песок мелкозернистый заиленный (супесь), алевроит; 4 — глина; 5 — торф; 6 — элювиальные и склоновые отложения (опесчаненная глина); 7 — скважины; 8 — места отбора образцов и радиоуглеродные даты

жением выполненной торфом ложбины в верхнем крыле макроизлучины; в то же время на пойме Сейма ниже кудинцевской макроизлучины имеются староречья с шириной русла и шагом излучин, близкими к вторичному палеоруслу.

В долине р. Свапы (приток р. Сейма) шаг излучин палеорусла 1400 м. У д. Семеновки оно четко выражено в рельефе (рис. 7.14) и имеет ширину 350 м. Его выровненная поверхность на 4 м выше меженного уровня р. Свапы и подтапливается наиболее высокими половодьями. Бурением вскрыт ящикообразный русловой врез. Кровля мелко и среднезернистых песков русловой фации располагается на 1,5–2,5 м ниже современной межи. Русло заполнено старичными глинами с линзами заиленных песков. Накопление глин (т.е. отмирание палеорусла) началось не позднее 14 тыс. л.н. ($14\ 030 \pm 70$) и продолжалось в течение всего позднеледниковья ($12\ 360 \pm 110$, $11\ 755 \pm 80$). В начале голоцена происходит заболачивание палеорусла, не позднее начала бореального периода (9120 ± 70 или 8870 ± 80) начинается накопление торфа.

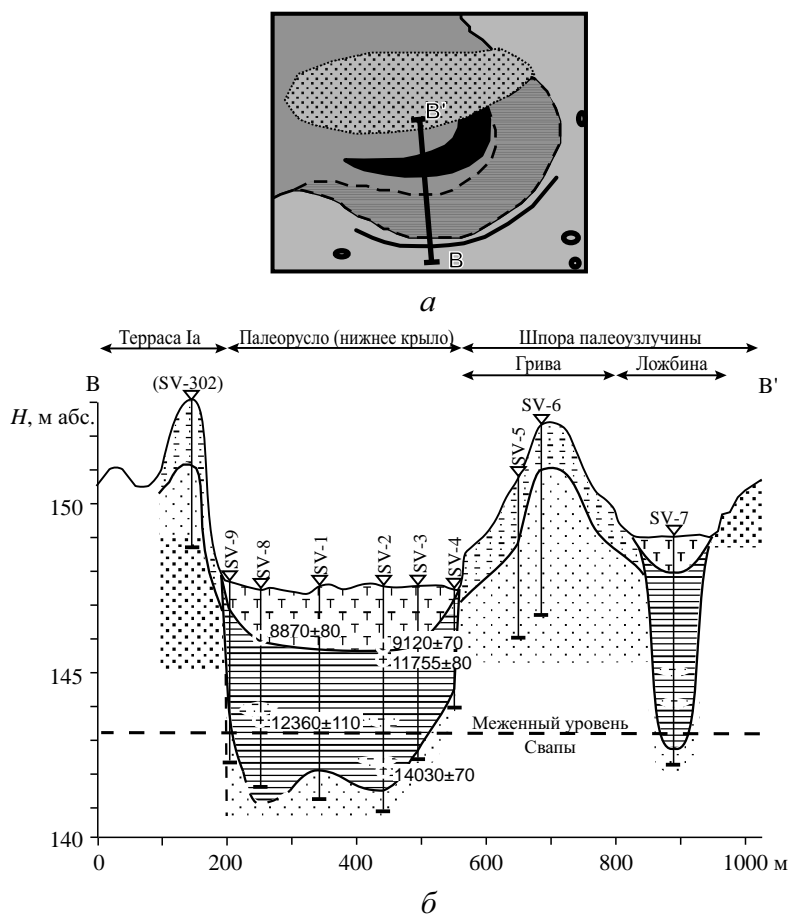


Рис. 7.14. Геологический профиль через палеоруслу поздневалдайской макроизлучины р. Свапы у д. Семеновки (условные обозначения — см. на рис. 7.13)

Левый борт палеорусла представлен уступом 7–10-метровой террасы. Правый борт ограничен крупной гривой симметричной формы высотой до 9 м над ме-

женью, равной уровню низкой террасы. Бурением вскрыта типичная пойменная толща: 1,5–2 м — супесчано-алевритовая пойменная фация, подстилаемая мелко- и среднезернистыми слабо заиленными песками, сходными с русловым аллювием в ложбине палеорула. Грива сформировалась в ходе искривления макроизлучины. Близость ее отметок к отметкам террасы свидетельствует, что терраса затоплялась в период развития макроизлучины и в это время функционировала как пойма. Перепад высот между поверхностью поздневалдайской поймы и тальвегом палеорула составляет, таким образом, 10–12 м, что практически совпадает с аналогичной оценкой по макроизлучине у д. Кудинцево на р. Сейме.

В долине Хопра — реки с аналогичным водным режимом пойма на участке Третьяки — Поворино образует расширение до 10–13 км, включая останцы песчаной первой террасы высотой 8–12 м. По взаимному расположению, относительной высоте, характеру первичного рельефа и его сохранности выделяется четыре разновозрастных генерации поймы (рис. 7.15). Первая пойменная генерация, наиболее молодая, тянется вдоль современного русла полосой шириной 1–2,5 км. На ее поверхности хорошо выделяется контрастный сегментно-гривистый рельеф, характерный для пойм меандрирующих рек — сегментные старицы с веерообразными системами грив и ложбин. Пойма имеет высоту 3–4 м, хотя высота прирусловых валов достигает местами 5–5,5 м. В районе г. Балашова (384 км от истока) пойма затопляется при уровнях около 3 м над меженью, а при уровне 4 м затопленными оказываются 75% площади поймы, в основном ее тыловые и центральные части. Максимальная зафиксированная высота половодья — около 6 м (г.п. Балашов). Ширина русла в бровках поймы — 50–60 м (варьирует от 30 до 100 м). Аллювий песчаный. Русло меандрирует, шаг излучин изменяется от 100 до 500 м.

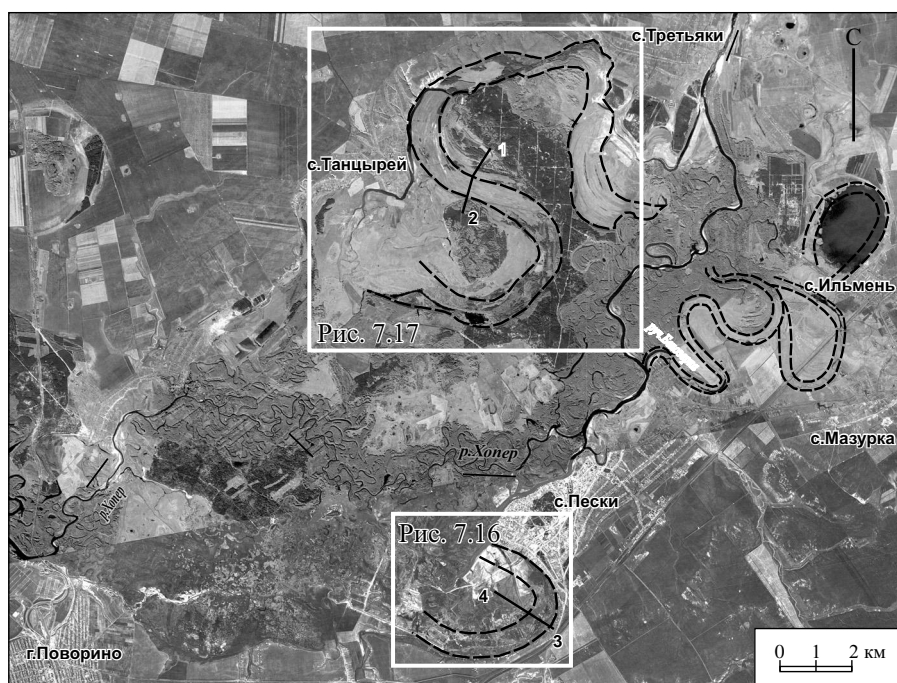


Рис. 7.15. Палеорула в долине р. Хопёр между с. Третьяки и г. Поворино. Отмечены линии буровых профилей, показанных на рис. 7.16 и 7.17

Вторая пойменная генерация выделена вдоль левого борта расширения долины, где на снимках читается серия палеоизлучин, отличающихся своими размерами как от более молодых, так и от более древних. Наиболее крупные макроизлучины, сохранившиеся в районе с. Мазурки, имеют омеговидную форму, ширину 250–350 м и шаг 1,5–1,7 км. Самые малые хорошо выраженные макроизлучины в районе устья ручья Белозерка характеризуются шагом 1,0–1,2 км и шириной палерусла 250–300 м. Преобладающая высота поймы этой генерации — 2,5–3 м над меженью, гривистый рельеф выражен лишь местами, вершины грив покрыты лесом, межгривные понижения заболочены. В районе ручья Белозерка три самые малые макроизлучины образуют единую серию, заброшенную рекой одновременно. Шпоры излучин представлены веерами блуждания, сильно выровненными последующей пойменной аккумуляцией. По данным бурения на перегибе между двумя самыми малыми макроизлучинами палеорусло заполнено толщей черной органосодержащей глины (гиттии), которая в нижней части разреза опесчанивается и переходит в опесчаненный суглинок или супесь. Глины перекрывают пески русловой фации. Из основания старичных гиттий получено три голоценовые даты: 8060 ± 110 , 8530 ± 90 и 9420 ± 90 л.н. (последняя — подстилающий гиттии торф). Общая продолжительность этого этапа была не меньше нескольких столетий, т.е. период активности самых малых макроизлучин можно отнести к молодому дриасу и предбореалу.

Третья генерация поймы выделена вдоль левого борта в расширения долины у с. Пески, д. Самодуровки и г. Поворино. Макроизлучины имеют вид фестончатых изгибов уступов высоких террас; элементы палеорусловой морфологии в современном рельефе не просматриваются, выявляясь лишь при бурении, так как полностью погребены пойменным аллювием. У левого борта долины к западу от с. Пески расположена заболоченная ложбина шириной около 1 км. Буровой профиль поперек этой ложбины вскрыл погребенное понижение в кровле русловых песков (рис. 7.16). По кровле русловых песков реконструируется поперечный профиль сложного строения. Можно предположить, что изначально палеорусло имело асимметричный поперечный профиль с максимальными глубинами у левого вогнутого берега. Здесь русловая фация аллювия — средне-крупнозернистые пески с дресвой — вскрыта на глубине 8,2 м. В правой части располагалась прирусловая отмель, сложенная мелкозернистыми, местами заиленными, песками, кровля которых вскрывается на глубине 4–5 м. Старичная фация, выполняющая палеорусло, представлена глинами, местами с прослоями заиленных песков. Даты по древесине в кровле русловых песков составили $11\,325 \pm 120$ л.н., а по подошве старичных глин — $10\,950 \pm 190$ л.н. К плесам палеорусел привязаны устья крупных оврагов, врезанных в левобережные террасы Хопра на 10–12 м. Из основания пролювиальных отложений с глубины 7,0 м в устье оврага (ныне балки) Хопрец получена дата, уточняющая время отмирания второй генерации палеорусел — $11\,900 \pm 120$.

К четвертой генерации поймы относятся обширные затапливаемые участки вдоль правого борта долины в районе сел Третьяки, Танцырей и д. Петровское. В морфологии поверхности читаются дугообразные гривисто-ложбинные системы шириной 1,5–2 км, ограниченные крупными петлеобразными палеоизлучинами с шагом 2,5–3,5 км. Вогнутые берега этих излучин — крутые уступы террас. На выпуклых берегах располагаются возвышения, местами поднимающиеся над уровнем затопления и переработанные эоловыми процессами, местами с кулисообразным рисунком грив и ложбин, характерным для вееров блуждания. Характерная морфология позволяет предположить, что это бывшие гигантские излучины, созданные

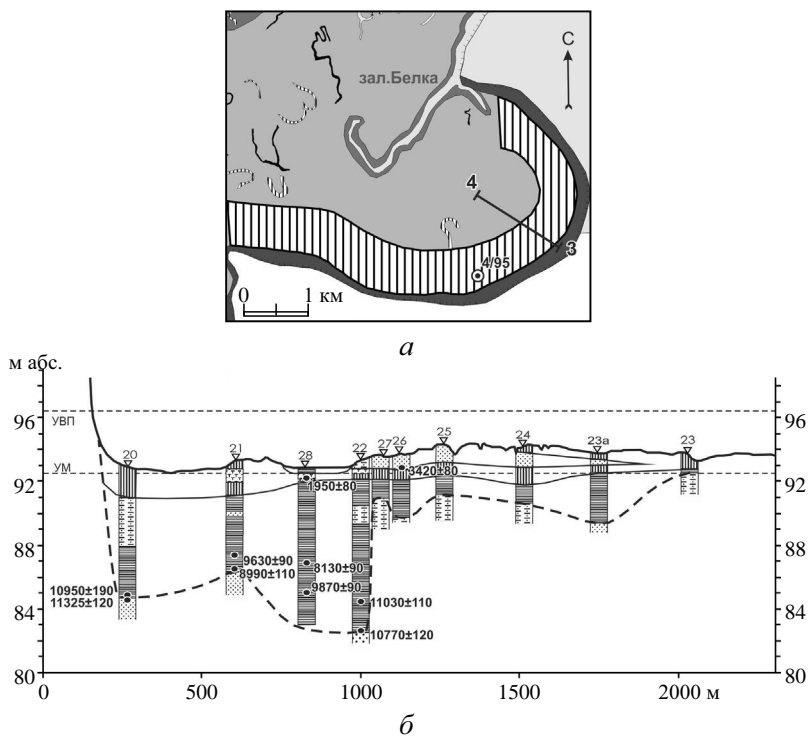


Рис. 7.16. Схема строения долины (а) и геологический профиль через палеорусло (б) у с. Пески (условные обозначения — см. рис. 7.19)

когда-то мощным речным потоком. От поздневалдайской 7–12-метровой террасы дно макроизлучин отделяется крутым уступом, т.е. макроизлучины врезаны в эту террасу и образовались уже после ее формирования. Незатапливаемые песчаные массивы-возвышения в шпорах макроизлучин формировались в процессе искривления русла, т.е. они одного возраста с макроизлучинами.

Через самые большие палеорусела было проложено несколько буровых профилей. У правого борта долины, у с. Танцырей, буровой профиль находится на перегибе между соседними макроизлучинами, где у излучин обычно находится перекат (рис. 7.17). Скважины вскрыли сложную толщу легких и средних суглинков, иногда опесчаненных, мощностью 2,5–3,5 м. В основании разреза всюду залегают обводненные мелкозернистые, а с глубины 5–6 м — средне- и крупнозернистые пески русловой фации аллювия. В средней части профиля кровля русловой фации образует возвышение, которое делит профиль на два погребенных понижения. Погребенное понижение в правой части профиля шириной около 550 м представляет собой меженное палеорусло, в левой части профиля — затонскую часть побочня, располагающегося у выпуклого левого берега макроизлучины. Время активного действия палеорусла характеризуется датой 20040 ± 70 л.н., полученной по общей органике заиленных песков, добытых с глубины 5,3–6,0 м. Для песков, слагающих древнюю косу, имеется термолюминесцентная дата 17 ± 4 тыс. л.н. [данные О.А. Куликова], что соответствует примерно 14 тыс. л.н. по радиоуглеродной шкале. С противоположной стороны террасового массива из основания суглини-

стого заполнения в верхней части того же палеоруслу (глубина 2,5–3,0 м) получена дата $14\,470 \pm 40$ л.н. Местами отложения заполнения оторфованы, из образца отложений заполнения палеоруслу с глубины 2,3–2,4 м получена дата 7140 ± 80 л.н. Таким образом, макроизлучины четвертой генерации были активны и заполнялись наносами на протяжении всего голоцена.

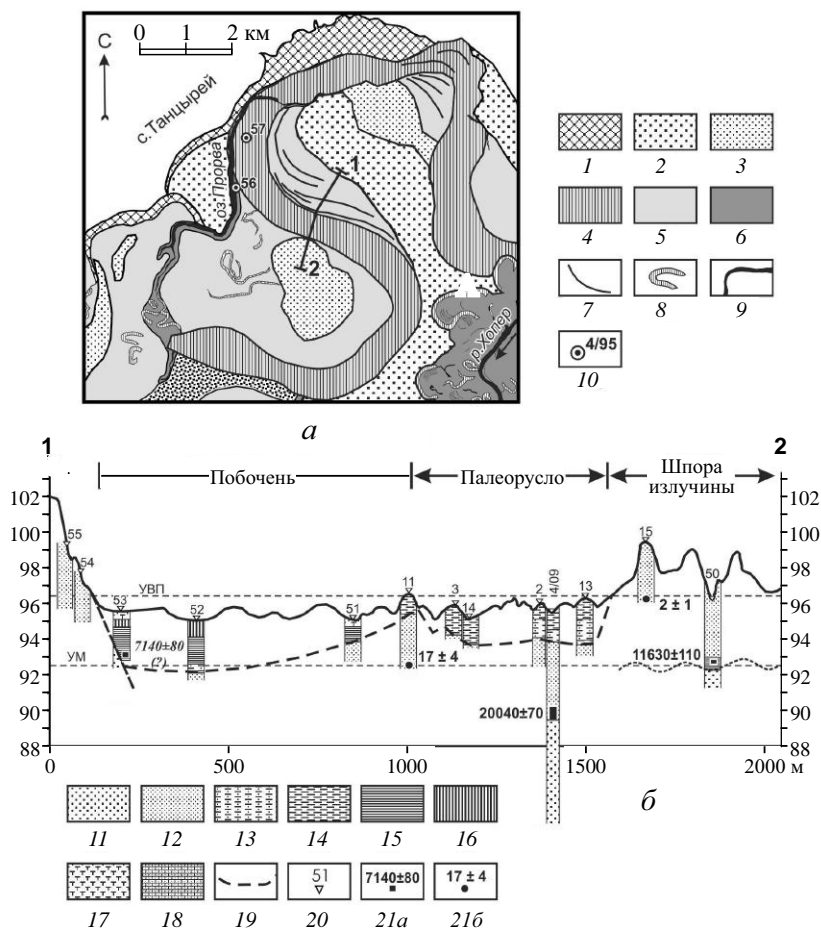


Рис. 7.17. Схема строения долины (а) и геологический профиль через палеорусло (б) у с. Танцрей:

1 — эрозионные склоны; 2 — поздневалдайская 8–12-метровая терраса; 3 — 5–6-метровая песчаная терраса — аккумулятивные элементы макроизлучин; 4 — поздневалдайское палеорусло; 5 — пойма, созданная в конце позднего валдая; 6 — пойма, созданная в голоцене; 7 — незатапливаемые поздневалдайские гривы; 8 — голоценовые палеорусла; 9 — водоемы (русло Хопра, пойменные озера); 10 — скважины и разрезы за пределами профилей; 11 — песок средне- и крупнозернистый; 12 — песок мелкозернистый; 13 — супесь; 14 — суглинок; 15 — глина; 16 — гиттия, гумусированный суглинок; 17 — торф; 18 — слои карбонатных новообразований; 19 — предполагаемое дно палеоруслу; 20 — скважины и их номера; 21 — места пробоотбора; даты: а — радиоуглеродные, ^{14}C лет; б — термолюминесцентные, тыс. лет. УМ, УВП — современные уровень межи и уровень высоких положений (прирусловой части)

В табл. 7.1 представлены имеющиеся сведения о возрасте больших русел палеорек равнин Северной Евразии, полученные по данным радиоуглеродного и пыль-

цевого анализом старичных отложений. В долине Хопра у г. Поворино [Панин и др., 2013] большое палеоруло отмерло более 11 тыс. л.н. Палеоизлучины на пойме р. Сейма у г. Льгова и р. Свапы у ее устья [Панин, Сидорчук и др., 2001] были отшнурованы от основного русла около 14 тыс. л.н. В долине р. Протвы у г. Боровска отмирание большого палеорула относится к 12–13 тыс. л.н. [Панин, Сидорчук, 2006]. Палеорула р. Берди [Зыкина и др., 1981] и р. Самары [Кременецкий, Бетгер и др., 1998] также были заброшены около 13 тыс. л.н. Большая излучина Москвы-реки у д. Остров была отчленена от реки более 15 тыс. л.н. [Панин и др., 2005]. Все эти палеореки характеризуются хорошо развитыми меандрами, часто омегавидными. Их формирование продолжалось 1–2 тыс. лет. Поэтому образование больших рек равнин Северной Евразии можно отнести к периоду 13–16 тыс. л.н., т.е. к концу пленигляциала и позднеледниковью.

Таблица 7.1

Радиоуглеродные датировки отложений — основания заполнения больших палеорусел

Река, пункт	Глубина от поверхности, м	Дата, ¹⁴ С л.н.	Индекс лаборатории
Протва, г. Боровск	5,8	13 200 ± 120	Ki-7316
	4,7	12 700 ± 110	Ki-7312
Сейм, д. Кудинцево	7,0	13 800 ± 85	Ki-6984
	4,6	12 630 ± 70	Ki-6985
Свапа, д. Семеновка	5,6	14 030 ± 70	Ki-6997
	4,0	12 360 ± 110	Ki-6999
Хопёр, с. Пески	8,3	11 325 ± 120	Ki-7680
	8,8	11 030 ± 110	Ki-7690
	10,8	10 770 ± 120	Ki-7682
Москва, д. Остров	17,0–17,8	15 300 ± 170	Ki-10844
	16,4	14 100 ± 150	Ki-10845
Самара, Бузулукский бор	12,4–12,5	13 000 + 600–570	CS-208 (DA)
	11,9–12,0	12 000 + 600–570	CS-209 (DA)
Бердь, г. Новосибирск	7,3	12 450 ± 55	COAH-411

Большие равнинные поздневалдайские реки формировали свои русла в условиях ландшафтов перигляциальной гиперзоны [Динамика..., 2002], совпадающей в общих чертах с областью максимального распространения вечной мерзлоты и ограниченной на севере материковыми и морскими ледниками. Так как скандинавский ледниковый покров в период 13–16 тыс. л.н. уже располагался севернее главного водораздела Русской равнины [Чеботарева, Фаустова, 1982], сток талых ледниковых вод здесь был направлен на северо-восток и на запад и не мог участвовать в образовании крупных рек. Часть водосбора Северной Двины в это время была еще занята ледником и приледниковыми озерами. Большинство бассейнов рек южной половины Русской равнины с хорошо выраженными фрагментами больших поздневалдайских рек (например, бассейн Дона) в принципе не могли получать ледникового питания. В Западной Сибири возможно было поступление вод только в главное русло Оби при таянии ледников Алтая. Фрагменты больших палеорусел выявлены в долине р. Ишим. Поэтому причины формирования русел,

существенно превосходявших современные по размерам, необходимо искать в ландшафтно-климатических обстановках прошлого. Главным источником воды были осадки. На это указывает наличие зависимости размера больших палеорусел от современной площади водосбора соответствующих рек (рис. 7.18), которая подобна такой же зависимости для современных рек. Важно отметить, что в тундре Ямала русла современных рек имеют размеры (ширину в бровках поймы и шаг излучин), близкие к размерам русел поздневалдайских рек (при одинаковой площади водосбора). Размеры заполярных рек Русской равнины и Западной Сибири, а также рек центральной Якутии также более близки к размерам русел поздневалдайских рек, чем современных рек вне зоны распространения вечной мерзлоты. Это указывает на возможность использования современных рек областей распространения вечной мерзлоты (Ямала, Большеземельской тундры, Якутии) в качестве возможных гидрологических аналогов больших рек позднеледникового времени.

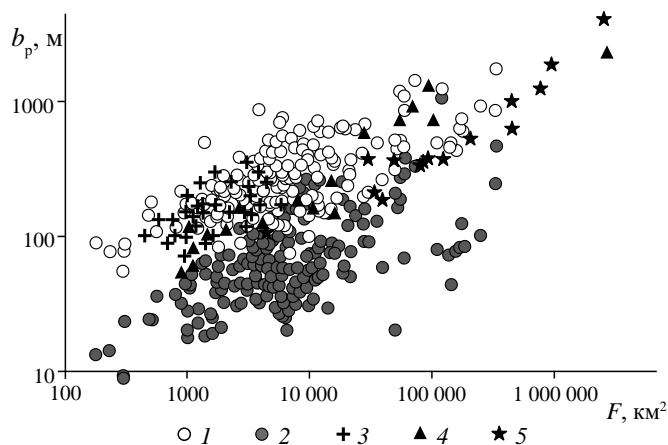


Рис. 7.18. Связь средней ширины b_p русел рек с площадью водосбора F для больших поздневалдайских палеорусел Русской равнины и Западной Сибири (1), современных рек Русской равнины и Западной Сибири вне зоны распространения вечной мерзлоты (2), рек полуострова Ямал (3), рек Большеземельской тундры и севера Западной Сибири (4), рек (5) центральной Якутии

Исходя из подобных гидрологических аналогов, можно говорить о характере гидрологического режима больших равнинных поздневалдайских рек. Эта гипотеза предполагает большую сезонную неравномерность стока. В перигляциальных условиях при общей сухости климата основная часть осадков выпадала зимой в виде снега (на Ямале 60–70% годовой суммы), причем снег накапливался в эрозионной и долинной сети, а междуречные пространства были почти лишены снежного покрова и глубоко промерзали. В позднеледниковье в Северном полушарии был больше (чем в настоящее время) приход солнечной радиации в теплое время года, это увеличивало вероятность формирования дружной весны. Краткость периода снеготаяния и мерзлые грунты были причиной малых потерь стока (коэффициенты стока — около 0,8–0,9). Гидрологический режим рек характеризовался коротким высоким половодьем. В таких условиях формировались большие речные русла, размеры которых соответствовали максимальным расходам воды периода половодья. Во время межени широкие русла были маловодны, песок на обширных песчаных отмелях переносился ветром, формируя эоловый рельеф (рис. 7.19).



Рис. 7.19. Широкое обсохшее меженное русло р. Нурма-яха (полуостров Ямал).
Фото А.Ю. Сидорчука

На космических снимках, а также на крупномасштабных картах и аэрофотоснимках дешифрируются фрагменты меандрирующих палеорусел, и по ним можно измерить ширину русла и шаг излучин. Так как палеорусла обычно заполнены наносами, часто по самые бровки, измеряемая ширина близка к ширине русла при уровне руслозаполнения. Для уменьшения ошибки измерений ширина определяется в местах смены кривизны излучин, на относительно прямолинейных вставках, где ширина русла мало меняется с изменением уровня воды. Однако при дешифрировании границ палеорусла неизбежен субъективизм, и различия в оценках ширины одного и того же фрагмента достигают 10%. Эту величину можно принять в качестве оценки коэффициента вариаций индивидуальных измерений.

Вариация ширины русла по длине реки еще больше. Например, для меандрирующего русла р. Яны на малоприточном участке от слияния рек Сартанг и Дулгаллах до устья р. Адычи (873,5–627 км от устья) коэффициент вариации ширины русла в бровках на перегибах между излучинами составляет около 20%. Вариация ширины палеорусла с учетом ошибки измерений составит около 22% ($C_v = 0,22$). При измерении ширины палеорусел редко появляется возможность исследовать значительное количество фрагментов. Хорошая сохранность палеоруслового рельефа на р. Хорол, на пойме которого дешифрируется более 80 излучин палеорусла, наблюдается редко. Обычно ширина $b_{\text{пр}}$ измеряется на одном — пяти участках палеорусла (число измерений $n_{b_{\text{пр}}} = 1-5$). Соответственно относительная ошибка оценки средней ширины палеорусла

$$E_{b_{\text{пр}}} = \frac{C_v}{\sqrt{n_{b_{\text{пр}}}}} \quad (7.1)$$

составит 10–22%, что довольно много для палеогидрологических реконструкций. Для палеорусел в бассейне Волги среднее значение $E_{b_{\text{пр}}} = 20\%$.

Для уменьшения ошибки можно использовать дополнительную информацию о величине шага излучин L , который обычно измеряется для большего количества

фрагментов палеорусел ($n_L = 5-15$). Средний шаг излучин L_{b_p} зависит от средней ширины русла b_{np} [Leopold, Wolman, 1960]:

$$L_{b_p} = k_L b_p. \quad (7.2)$$

Это позволяет рассчитать эффективную среднюю ширину палеорусла b_{np}^* в бровках поймы по формуле

$$b_{np}^* = \frac{b_p + \frac{L_p}{k_L}}{2}. \quad (7.3)$$

Тогда относительная ошибка средней эффективной ширины палеорусла $E_{b_{np}}^*$ в первом приближении (так как распределение шага излучин отличается от нормального) описывается формулой

$$E_{b_{np}}^* = \frac{\sqrt{\frac{\delta_{b_p}^2}{n_{b_p}} + \frac{\delta_L^2}{k_L n_{L_p}}}}{2b_{np}}, \quad (7.4)$$

где δ — среднеквадратическое отклонение для ширины русла и шага излучин (с соответствующим индексом). Для палеорусел бассейна Волги среднее значение $E_{b_{np}}^* = 15\%$, т.е. применение формулы (7.3) несколько снижает погрешность палео-гидрологических реконструкций.

Коэффициент k_L изменяется от 3 до 6 для разных групп данных. При этом следует иметь в виду, что под шагом излучин в англоязычной литературе понимается полная длина волны меандра между двумя соседними вершинами [Leopold, Wolman, 1960]. В отечественной литературе шагом излучины L называется расстояние между двумя последующими точками смены знака кривизны осевой линии меандрирующего русла [Маккавеев, 1955; Попов, 1965]. Для древних и современных русел (см. табл. 7.1), где ширина измерялась в точках перегиба излучин и поэтому минимальна, коэффициент $k_L = 5,7$ (рис. 7.20). При этом коэффициент k_L в (7.3) достаточно близок при расчете отдельно как для современных, так и древних излучин, что указывает на единую для них физическую природу.

При палеогидрологических реконструкциях наиболее эффективным показал себя метод, основанный на применении гидролого-морфометрических зависимостей с региональными коэффициентами и выборе региона-аналога. Необходимые морфометрические данные могут быть получены при использовании для расчетов палеостока самых простых зависимостей: связей ширины русла и (или) показателей размера излучины (шага, радиуса кривизны и др.) с расходом воды. Обработка данных для 457 створов на реках от тундры до степей путем минимизации разности квадратов вычисленных и измеренных значений показала, что полученная ранее связь устойчива: среднегодовой расход воды Q_{cp} связан со средней шириной при уровне наполнения русла b_p зависимостью (рис. 7.21)

$$Q_{cp} = K_y b_p^{1,36}. \quad (7.5)$$

Разброс точек в этой связи значителен (величина достоверности аппроксимации $R^2 = 0,78$). Связь несколько улучшается ($R^2 = 0,85$), если ввести переменный показатель внутригодовой изменчивости стока K_y :

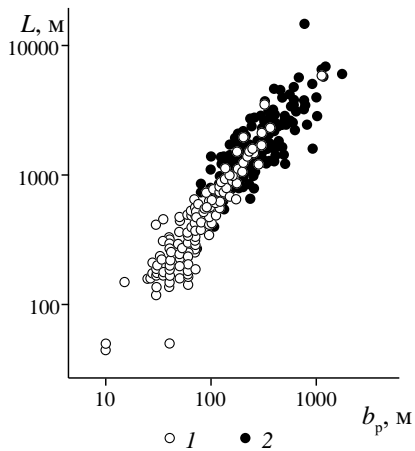


Рис. 7.20. Зависимость шага излучин L от ширины русла b_p для современных (1) и древних (2) рек

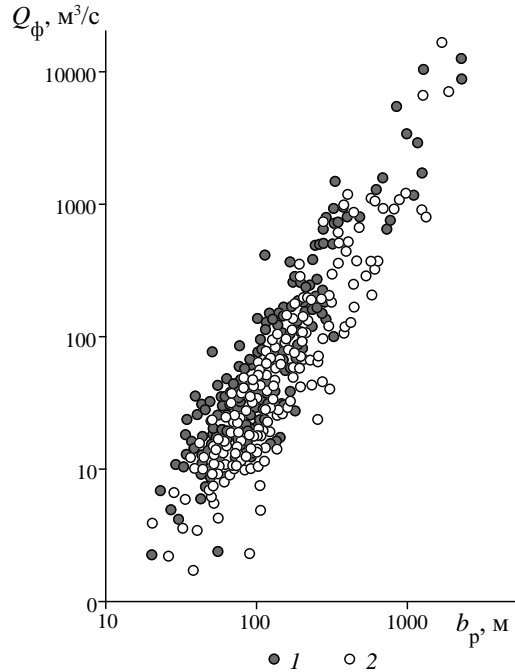


Рис. 7.21. Связь среднегодового расхода воды Q_{cp} с шириной русла b_p при индексах внутригодовой неравномерности стока $y > 12$ (1) и $y < 12$ (2)

$$K_y = 0,012y^{0,73}, \quad (7.6)$$

которая в первом приближении характеризуется соотношением среднегодового Q_{cp} и среднемаксимального Q_{max} расхода воды:

$$y = 100 \frac{Q_{cp}}{Q_{max}}. \quad (7.7)$$

Величина y тесно связана с коэффициентом неравномерности кривой продолжительности расходов y_{cp} [Андреянов, 1960], особенно для рек со значительной внутригодовой неравномерностью стока и малыми расходами межени. Как видно из (7.5) — (7.7), при заданном годовом стоке с увеличением амплитуды расходов воды внутри года ширина русла увеличивается. Учет внутригодовой изменчивости стока уменьшает среднеквадратическую ошибку оценки расхода воды по формулам (7.5) — (7.6) до 28%, что близко к ошибке оценки средней ширины русла при измерении в одном створе (для р. Яны, например, — 22%).

Внутригодовая изменчивость стока связана с размером водосбора реки F , км², эмпирической редуccionной зависимостью

$$y = aF^n, \quad (7.8)$$

структура которой близка к структуре формулы для расчета максимального расхода воды половодья заданной обеспеченности [Евстигнеев, 1990], когда слой стока

за половодье практически равен слою стока за год. Коэффициенты a и n зависят от ландшафтных условий на водосборе и поддаются географическому районированию. Это создает основу для применения в палеогидрологии принципа географической аналогии [Sidorchuk, Borisova, 2000], введенного в гидрологические исследования В.Г. Глушковым [1933] и широко применяемого при гидрологических расчетах для малоизученных и неизученных рек. В современной формулировке [Евстигнеев, 1990, с. 113], «принцип географической аналогии отражает целостность географических ландшафтов и взаимосвязь их элементов, что позволяет предположить близость характеристик стока для речных бассейнов со сходными физико-географическими условиями». Из этого следует принцип палеогеографической аналогии: характеристики стока для древних речных бассейнов близки характеристикам стока современных бассейнов с физико-географическими условиями, сходными с палеогеографическими.

Для реконструкции стока подбирается современная область, которая по комплексу ландшафтно-климатических признаков является аналогом бассейна древней реки. Предполагается, что современный гидрологический режим рек в пределах области-аналога близок гидрологическому режиму древних рек. Для современных рек региона-аналога определяются значения коэффициентов a и n , которые затем используются для расчетов параметра u по формуле (7.8). Среднегодовой расход воды тогда определяется по зависимостям (7.5) — (7.6), среднемаксимальный — по формуле (7.7).

Восстановить ландшафтно-климатические условия образования больших русел рек позволяют палеофлористические данные [Sidorchuk, Borisova, 2000]. Для датированных образцов отложений палеорусел определяется состав ископаемой флоры. По картам ареалов растений устанавливаются современные районы совместного произрастания всех выявленных компонентов древней флоры. Эти районы принимаются в качестве современного ландшафтно-климатического аналога для данного стратиграфического подразделения. С современных климатических карт для каждого района снимаются климатические показатели — температуры лета, зимы и среднегодовая, годовая сумма осадков.

Все районы-аналоги располагаются в горах и межгорных котловинах Алтае-Саянской области (для более холодных периодов) и на южном Урале (для более теплых периодов). Это закономерно, так как на современных равнинах Северной Евразии аналога перигляциальной флоры центра Русской равнины не существует. Однако горные районы-аналоги невозможно использовать для реконструкции гидрологического режима равнинных палеорек. Однако можно найти такие равнинные территории, где основные климатические характеристики близки к установленным для районов-аналогов, развита многолетняя мерзлота и растительные ассоциации близки к растительным ассоциациям позднего Валдая. Такими территориями являются Большеземельская тундра, полуостров Ямал (аналог относительно теплых периодов позднеледниковья) и северная часть Приленского плато (аналог относительно холодных периодов позднеледниковья). Как было показано выше, современные реки этих территорий имеют размеры русел, близкие размерам русел перигляциальных рек с соответствующими площадями водосбора.

По формулам (7.5) — (7.8) были рассчитаны средние расходы и слой стока воды для ~200 створов больших перигляциальных рек Русской равнины и Западной Сибири, для которых имеются фрагменты хорошо сохранившихся палеорусел. Эти оценки позволили оценить годовые объемы стока в основных речных бассейнах: на северном мегасклоне Русской равнины сток воды составлял около

380 км³ в год, что в 1,5 раза больше современного с той же водосборной площади. Основное увеличение стока по сравнению с современным произошло в бассейнах Мезени и Печоры (более чем в 1,5 раза); в бассейне Волги годовой сток составлял около 500 км³, основной вклад в который вносили Ока и Кама, сток которых был больше современного в 2–3 раза. В 3–4 раза поздневалдайский сток превышал современный в бассейнах Дона и Днепра; в бассейне Оби сток был в 2 раза больше современного, в бассейне Иртыша — в 3 раза.

Полученные результаты показывают, что в поздневалдайское время сток рек был в среднем вдвое больше современного, и его обоснование вносит существенные коррективы в сложившиеся представления о природе перигляциального времени. В частности, в это время предполагалось доминирование криогенных и склоновых процессов рельефообразования с преобладанием аккумуляции, а эрозионные процессы сводились к склоновому смыву и формированию мелких оврагов [Бутаков, 1986]. Открытие больших палеорусел показало, что на некотором этапе русла рек были шире почти в 15 раз и глубже современных, а низкий базис эрозии во время межени приводил к глубокому врезу крупными линейными форм эрозии — современных балок и суходолов.

Основная часть ширины днищ современных долин рек сформировалась на первом этапе развития пойменно-руслых комплексов. Тогда же образовалась основная часть аллювиального заполнения днищ долин, так как нормальная мощность аллювия (от днищ плесовых ложин до гребней прируслых валов) была максимальной для всего периода формирования поймы. Так, в долине Хопра у г. Поворино нормальная мощность аллювия поймы первого этапа ее формирования была около 16 м при современной около 6 м.

После периода большого стока рек, который привел к формированию больших русел перигляциальных рек, гидроклиматические характеристики изменялись в широких пределах. Реконструкция климата для ряда регионов ЕТР [Vorisova et al., 2006; Sidorchuk et al., 2009], оценка рельефа пойм, в частности, старичных понижений и слагающих их отложений, радиоуглеродные датировки выявили последовательность во времени отмирания больших палеорусел и заполнения возникающих больших староречий отложениями при снижении стока воды; при увеличении стока формировались вторичные русла с размерами меньше большого палеоруслы, но больше современного русла [Панин и др., 2001; Vorisova et al., 2006]. В долине Хопра аккумуляция наносов в больших палеоруслы сопровождалась изменением формы их поперечного сечения. К этому же времени относится формирование русел с шириной и шагом излучин больше современных, но меньше, чем в период образования больших палеорусел [Панин и др., 2013]. Преобладающим процессом оставалась аккумуляция наносов в плесах больших палеорусел предшествующего многоводного этапа.

Климатические изменения позднеледникового времени к началу голоцена привели к полному изменению гидрологического режима больших перигляциальных рек, общему уменьшению объема стока (в два — четыре раза) и его внутригодовому перераспределению; на месте больших рек сформировались реки существенно меньших размеров, близкие к современным.

Многие из древних русел, выявляемых на поймах рек, имеют ширину и размеры излучин, меньшие, чем у современных русел. Часто это связано с формированием пойменной многорукавности, образованием пойменных протоков, размеры которых меньше размеров основного русла и варьируют в широких пределах. Иногда это следы блуждания притоков на поймах основных рек. Однако

на многих участках речных пойм малые размеры староречий и вееров блуждания древних русел трудно объяснить этими эффектами. Обычно они приурочены к относительным сужениям поймы, для которых пойменная многорукавность не характерна. Иногда следы единого древнего меандрирующего русла малых размеров прослеживаются как на правобережных, так и на левобережных массивах поймы, а современное русло с более крупными излучинами занимает осевое положение. В других случаях следы единого древнего меандрирующего русла малых размеров прослеживаются на участках с односторонней поймой.

Выделено 55 участков речных долин, где достоверно выделяются следы второго этапа формирования пойм в результате активного меандрирования древнего русла с шагом излучин меньшим, чем у современного русла. На реках тундры таких участков не обнаружено, но малые древние русла лесотундры описаны по р. Хадуттэ. Наибольшее количество таких участков обнаружено в лесной зоне, особенно в бассейнах рек Вычегды и Вятки. Морфологические следы малых древних русел на поймах есть в зоне широколиственных лесов (р. Десна), лесостепи (р. Иртыш у г. Омска), степи (р. Дон, р. Северский Донец). Большинство участков приходится на Русскую равнину и Западносибирскую низменность, их меньше на низменностях Восточной Сибири (р. Тунг, низовья р. Яны). Малые староречья видны на поймах притоков верхнего Днепра, Немана, Западного Буга и верхнего Днестра. Соотношение ширин малых и современных русел изменяется на разных реках от 0,32 до 0,99. При этом прослеживается общая тенденция к увеличению соотношения как на север, так и на юг от северной широты 57–58°, как на восток, так и на запад от восточной долготы 50°. Размеры древних малых русел наиболее существенно отличаются от размеров современных русел в бассейнах Вятки и среднего Иртыша. Крутизна древних излучин повсеместно больше, чем современных, проявляется слабая тенденция к увеличению соотношения крутизны излучин на восток и на запад от 50° восточной долготы.

Период формирования поймы второго этапа и возраст малых палеорек определены по данным радиоуглеродного и пыльцевого анализов старичных отложений. Период формирования меандрирующего русла верхней Оби оценивается в 6,5–3 тыс. л.н., после чего здесь произошла трансформация русла в многорукавное [Чернов, Гаррисон, 1981]. В низовьях Яны пойма формировалась малым меандрирующим руслом 7–5,4 тыс. л.н. Наиболее подробная геохронология голоценовой трансформации речных русел имеется по нижней [Сидорчук, Борисова и др., 1999; Сидорчук, Панин и др., 2000], верхней и средней [Зарецкая и др., 2007, 2009] Вычегде.

В долине нижней Вычегды в районе г. Сольвычегодска хорошо сохранились палеорула второго этапа формирования поймы (индексы «В» и «Г» на рис. 7.22). Еще более явственно эти малые палеорула видны на поймах притоков нижней Вычегды — Виледи, Лименды и др. Гидроклиматические условия формирования палеорусел нижней Вычегды в голоцене восстановлены на основании детального палинологического анализа флювиальных отложений [Borisova, 2002; Borisova, Sidorchuk, 2008].

Для времени формирования самого малого палеорула «В» гидрологическим аналогом являются реки восточной части южной тайги (бассейн Вятки). Это был период значительной континентальности климата с большой разницей зимней и летней температур воздуха. Сильная изогнутость грив, малые ширина и шаг излучин русла показывают, что водоносность пра-Вычегды была низкой: годовой слой стока — 115 мм, из них 90 мм приходилось на период половодья,

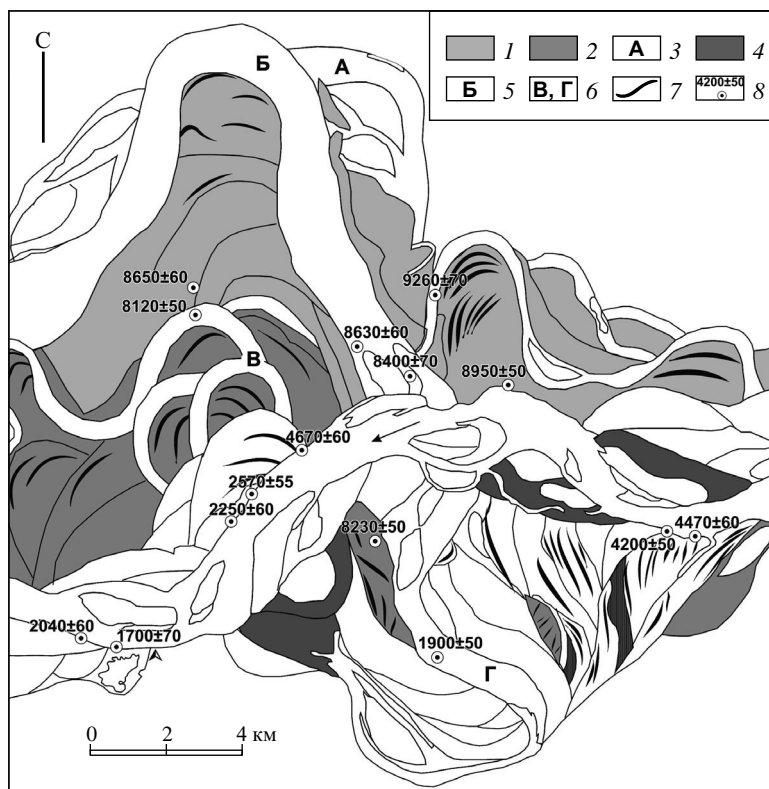


Рис. 7.22. Схема эволюции русла нижней Вычегды в голоцене:

1 — третья аллювиально-дельтовая терраса; 2 — комплекс высоких аллювиальных террас (вторая терраса); 3 — палеорусла на второй террасе возрастом 10–8,5 тыс. л.н.; 4 — комплекс низких голоценовых террас (первая терраса); 5 — палеорусла на первой террасе возрастом 8,0–5,5 тыс. л.н.; 6 — комплекс голоценовых пойм; 7 — палеорусла на пойме возрастом 5,5–2,5 тыс. л.н.; 8 — точки отбора образцов на ^{14}C и их возраст

что соответствует слою годовых осадков 555 мм, которые примерно поровну разделялись между зимне-весенним и летне-осенним периодами. Максимум сухости и минимальный сток воды на р. Вычегде приходился примерно на 6000 ^{14}C л.н. Для времени формирования палеорусла «Г» регион-аналог располагается в бассейне р. Унжи. Это указывает на уменьшение континентальности климата. Слой стока был 175–220 мм, из них 115–150 мм приходилось на зимне-весенний период. Годовой слой осадков составлял 600–690 мм, из них около 290–330 мм выпадало в зимне-весенний период. Внутригодовое распределение стока воды в начале периода характеризовалось малой изменчивостью, чему соответствует значительная кривизна омегавидных излучин палеорусла.

На верхней Вычегде ниже устья р. Нема пойма имеет ширину 2,0–3,5 км. Здесь выделено три ее возрастные генерации [Зарецкая, Панин и др., 2007]: 1 — выровненная пойма с плохо сохранившимся ложбинно-островным первичным рельефом; 2 — сегментно-гривистая пойма, образованная в результате миграции по дну долины малых крутых излучин петлеобразной формы; 3 — сегментно-гривистая пойма, образованная при развитии излучин современного русла. Современные излучины больше излучин предыдущего этапа и имеют заметно меньшую степень

развитости. Датировки палеорула этапа формирования малых излучин показали, что на верхней Вычегде второй этап начался ранее 3600 и окончился после 2800 ^{14}C л.н.

На пойме среднего течения р. Вычегды выделяется несколько разновозрастных генераций, каждая из которых отличается параметрами форм первичного рельефа. Выше устья р. Локчима основная часть гривистой поймы сформирована при блуждании меандрирующей реки с излучинами существенно меньше и круче современных. Образование одного из наиболее древних фрагментов поймы с малыми староречьями, на котором расположена неолитическая стоянка Пезмог-4, происходила более 6700–6800 ^{14}C л.н. [Зарецкая, Чернов и др., 2009].

Таким образом, на р. Вычегде повсеместно четко выделяется второй этап формирования сегментно-гривистой поймы в результате меандрирования реки с размерами излучин меньше как современных, так и более древних. В низовьях реки ширина этого русла составляла 600 м (в 1,8 раза меньше современной) в начале этапа и 800 м (в 1,4 раза меньше современной) в его конце. Второй этап существенного уменьшения размеров русла реки и увеличения крутизны излучин охватывает весь атлантический период голоцена и заканчивается в суббореальном периоде с минимальными размерами русла реки в оптимум голоцена.

Размеры меандрирующего русла определяются характеристиками стока воды, и могут быть рассчитаны по гидролого-морфометрическим зависимостям. Такие зависимости для палеоруловых реконструкций были установлены при изучении современных равнинных меандрирующих рек [Сидорчук, Панин и др., 2000]. Если известно отношение ширин современного (c) и древнего (d) русла, отношение средних расходов воды будет следующим:

$$\frac{Q_d}{Q_c} = \left(\frac{a_d}{a_c} \right)^{0,73} \left(\frac{b_{рд}}{b_{рс}} \right)^{1,36} F^{0,73(n_d - n_c)}. \quad (7.9)$$

Коэффициенты a и n зависят от внутригодовой неравномерности стока (отношения среднего и максимального расходов воды $Q_{\text{ср}}/Q_{\text{макс}}$) и площади водосбора реки F :

$$aF^n = 100 (Q_{\text{ср}}/Q_{\text{макс}}). \quad (7.10)$$

В низовьях Вычегды основными причинами формирования малых русел являлись относительно малые осадки и высокое испарение, когда уменьшаются годовой слой стока и среднегодовой расход воды. Существенно также изменение внутригодовой неравномерности стока, когда уменьшается или увеличивается максимальный расход воды. Эти два фактора изменения размера русла слабо взаимосвязаны и проявляются в разных сочетаниях, увеличивая или уменьшая морфологический эффект согласно формуле (7.9).

Ширина и шаг излучин русел для второго этапа формирования поймы получены при анализе крупномасштабных космических снимков. Степень неравномерности стока для периода формирования малых русел на всей территории Северной Евразии можно оценить лишь в первом приближении. Зональный коэффициент n в формулах (7.9) — (7.10), видимо, не менялся во времени, так как изменений географических зон в этот период уже не было. Большая крутизна малых излучин (по сравнению с современными) свидетельствует об устойчивости поверхности речных пойм в тот период. Для низовьев Вычегды времени формирования палеорула «Г» с крутыми излучинами коэффициент a в формуле (7.10) равен в среднем

3,7 (при современном значении 3,4). Таким образом, величина соотношения $(a_d/a_c)^{0,73}$ составляет здесь 1,06, т.е. в оптимум голоцена ширина русла уменьшалась более значительно, чем водоносность реки.

Значение $(a_d/a_c)^{0,73}$ использовано для восстановления отношения древнего среднегодового расхода воды и современного расхода для периода формирования малых излучин на всей территории Северной Евразии. Принято, что время второго этапа формирования пойм было общим для рек этой территории, а самые малые русла формировались в оптимум голоцена около 6000 ¹⁴C л.н.

Выявился широкий пояс относительно пониженного стока рек в оптимум голоцена в основном в лесной зоне с минимумами относительных расходов в бассейнах Вятки (40–50% от современного) и среднего Иртыша. В этом поясе максимальна разница размеров русел и водоносности рек для второго и третьего этапов формирования поймы. К северу значение этого отношения увеличивается, и в зоне тундры изменений в морфологии речных русел (и изменений водоносности рек) не наблюдается на всех трех этапах формирования пойм. Аналогичная ситуация характерна для Восточной Сибири — здесь также изменения в морфологии речных русел минимальны. Прежде всего это связано с большой устойчивостью врезаемых русел, однако и размеры широкопойменных русел (например, в бассейне Вилюя) менялись мало. В середине голоцена здесь прежде всего уменьшалась неравномерность стока.

Иная ситуация сложилась к югу и западу от центров минимальных относительных расходов воды. На юге Западной Сибири и Русской равнины в начале голоцена размеры русел на втором этапе формирования пойм уменьшились по сравнению с реками первого этапа в 13–15 раз, а среднегодовой сток воды снизился в 4–5 раз. При переходе к третьему этапу формирования пойм в суббореальное время голоцена сток рек увеличился не более чем на 20–30%.

Около 4000 лет назад начались общее некоторое похолодание климата и увеличение количества осадков: атлантический период голоцена сменяется суббореальным и субатлантическим. Существенное (в 1,5–2 раза) увеличение стока воды привело к смене морфодинамических типов русел на значительных территориях. На верхней Оби произошла трансформация русла с крутыми излучинами в разветвленное с очень пологими излучинами основных рукавов. На нижней и средней Вычегде, для которой имеется достаточное число радиоуглеродных датировок, чтобы проследить все этапы эволюции русла, этот процесс начался около 3600 л.н., когда малые крутые излучины спрямлялись и превращались в старицы. После полного оттаивания мерзлоты изменения параметров русла объясняются только колебаниями стока, вызванными изменением количества осадков и их внутригодовым перераспределением. В середине суббореального периода начался этап увеличения водности реки, отразившийся в выполаживании излучин Вычегды. Такие изменения можно объяснить увеличением стока воды в реке (следствие увлажнения климата): по косвенным данным (уровням озер и спорово-пыльцевым спектрам) среднегодовые расходы воды увеличились с 670 до 1270 м³/с, среднемаксимальные — с 6700 до 7700 м³/с.

Суббореальное увлажнение климата не было непрерывным — вторая его половина была относительно сухой. В это время русло Вычегды отличалось максимальной за все время существования поймы извилистостью — его положение прослеживается в рельефе большинства сегментов поймы с очень крутыми, почти

омеговидными гривами и старицами. Однако в конце суббореального периода произошла существенная перестройка всего русла реки — массовое спрямление крутых излучин с небольшими шагом и стрелой прогиба. В результате по всей длине Вычегды русло стало относительно прямолинейным, в основном расположенным вдоль коренного правого берега, начала формироваться параллельно-гривистая пойма; слева от русла сохранилась обширная сегментно-гривистая пойма, представленная всеми предшествующими генерациями, особенно хорошо крутыми гривами и старицами.

Особо следует сказать об участке р. Вычегды ниже впадения в нее слева р. Локчима. Здесь в конце суббореального периода также начали спрямляться многие крутые излучины, старицы которых хорошо сохранились на пойме. Ниже устья р. Локчима на фоне спрямления излучин возник новый для р. Вычегды тип русла — пойменно-руслово-разветвления, в которых русло представлено двумя или несколькими системами изогнутых рукавов. Подобные изменения русла могли быть связаны с возрастающей на рубеже суббореального и субатлантического периодов водностью реки.

Чаще (реки Хадуттэ, Белая, верхний Днестр, Виллюй, Тюннг) русло с крутыми малыми меандрами преобразуется в более широкое полого извилистое русло с побочными и осередками. Переформирования русла не приводят к изменению его морфодинамического типа: оно остается меандрирующим, но амплитуда (ширина пояса меандрирования) излучин уменьшается, шаг — увеличивается (Днестр, Десна, Дон, Северский Донец, Иртыш, Тобол и др.).

Палеорусловой и палеогидрологической анализ позволяет давать прогнозные оценки изменений русел для различных глобальных климатических и гидрологических сценариев будущего на основе расширенного понимания метода актуализма, когда события прошлого рассматриваются как аналоги событий будущего. События главных этапов в формировании русел рек равнин Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене дают возможность для построения таких сценариев. Так, значительная часть территории России находится в области распространения сплошной и очаговой вечной мерзлоты. Современный гидрологический режим рек этих областей близок к гидрологическому режиму больших позднеледниковых рек Русской равнины и Западной Сибири. В условиях глобального антропогенного потепления ландшафты этих областей будут подвержены наиболее быстрым и кардинальным изменениям. Вполне вероятно, что изменения гидрологического режима рек и морфологии речных русел будут следовать сценарию трансформации больших позднеледниковых рек. В условиях уменьшения годового объема стока при увеличении общих потерь на испарение увеличится равномерность стока внутри года за счет существенного уменьшения стока половодья и роста расходов воды во время межени. Размеры русел рек Средней Сибири, Якутии и северо-востока России существенно уменьшатся, крупные разветвленные на рукава реки могут стать неразветвленными.

Аналогичные оценки дают события в атлантическом периоде голоцена. Если оптимум голоцена принять в качестве климатического аналога глобального потепления, можно ожидать изменения размеров русла, ширины пояса меандрирования и положения зон размыва берегов рек, что скажется на всех отраслях хозяйства, связанных с использованием рек и приречных территорий. Можно ожидать изменения условий судоходства, работы гидротехнических сооружений, увеличения угрозы разрушения инженерных объектов на речных берегах.

7.4. ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНЫХ И ПОЛУГОРНЫХ РЕК ПРИ ЗНАЧИТЕЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

За длительную геологическую историю развития горных и полугорных рек происходило неоднократное чередование периодов их врезания и заполнения долин рыхлыми отложениями (аккумуляции). В горных районах и переходных областях от гор к равнинам погребенные долины развиты повсеместно. При этом ширина днищ погребенных и современных долин в большинстве районов Северо-востока России отличается незначительно [Гольдфарб, 2011], хотя условия формирования русел и аллювиальных толщ претерпевали существенные изменения. Исследование этого вопроса представляет не только теоретический интерес, но и актуально в связи с поисками и разведкой россыпных месторождений в погребенных долинах. Выявление закономерностей изменения их морфологии и морфометрии в зависимости от климатических условий и характера рельефа позволяет прогнозировать особенности строения погребенных россыпей.

Влияние климатических изменений на трансформацию пойменно-русловых комплексов рассмотрено на примере двух горных районов Восточной Сибири — Ленского в пределах Патомского нагорья, представляющего собой систему расчлененных глубокими долинами среднегорных массивов высотой 1200—1300 м, и низкогорного Куларского, расположенного в междуречье рек Яны и Омоя, переходящего в низовья рек в Приморскую низменность. Различия в характере рельефа районов исследований позволили выявить влияние климата на соотношение морфологии и морфометрии погребенных и современных долин в зависимости от типа рельефа.

Особенностью формирования долин является унаследованность их планового положения: погребенные долины в Ленском районе залегают под отложениями современной поймы или террасовалов; в Куларском районе погребенная речная сеть перекрыта рыхлыми льдистыми суглинками мощностью в несколько десятков метров, но современные долины с небольшими смещениями наследуют положение погребенных.

Детальные разведочные работы вскрыли сложный рельеф погребенных долин, представленный поймой, разновозрастными террасами и палеорулами, образованными в разные эрозионные циклы. Палеорула выражены в рельефе коренного днища в виде эрозионных ложбин, к которым обычно приурочены наиболее обогащенные золотом участки. Морфодинамический тип русла проявляется в форме, конфигурации и положении эрозионных ложбин [Виноградова и др., 1999]. При врезании относительно прямолинейного неразветвленного русла в коренные породы образуется узкая прямолинейная ложбина, которая при смене типа русла на меандрирующий приобретает дугообразную форму той или иной конфигурации. Руслу, разветвленному на рукава, соответствует сложный рельеф поверхности коренного ложа — многочисленные эрозионные ложбины небольшой протяженности и разной ориентировки, разделенные цокольными островами. Крупномасштабные палеогеоморфологические схемы, составленные по данным бурения, позволили определить морфодинамический тип русла и его параметры для каждого эрозионного цикла развития долин и формирования одновозрастных уровней, проследить их изменение в течение нескольких геологических периодов в кайнозое.

Современные тундра и таежная зона, в пределах которых расположены районы, в течение кайнозоя претерпели значительные изменения климата — от теплого влажного субтропического в раннем кайнозое до резко континентального бореаль-

ного и суббореального в позднем кайнозое. Эти изменения отражались в спорово-пыльцевом спектре, окраске и составе аллювиальных отложений, слагающих разновозрастные горизонты погребенных долин. Палинологические реконструкции, проведенные многочисленными исследователями [Осадчий, 1984; Виноградова, 2001] в каждом из районов, позволили определить климат времени формирования аллювиальных горизонтов, залегающих в погребенных долинах. С.М. Сысоева (ее материалы не были опубликованы) обобщила имеющиеся литературные и фондовые данные, выделила районы-аналоги для каждого эрозионного цикла и уточнила климатические особенности районов (табл. 7.2).

Таблица 7.2

**Характеристики климата основных этапов формирования долин
(по материалам С.М. Сысоевой, с дополнениями)**

Основные этапы формирования долин	Растительность	Характеристика климата	Современный район-аналог	Годовое количество осадков, мм
Ленский район				
Ранний плейстоцен Q_1^{3-4}	Березово-лиственничные, березово-сосновые леса с примесью широколиственных пород	Теплый, влажный	Среднее Приамурье	≥ 800
Средний плейстоцен Q_2^1	Лесостепная, березово-сосновые леса	Континентальный умеренно холодный, влажный	Патомское нагорье (юг)	550–400
Поздний плейстоцен Q_3^1	Тундровая, в долинах разреженные березово-лиственничные леса	Умеренно холодный, сухой	Верхняя Лена	400–200
Голоцен	Сосново-лиственничные леса, сменяющиеся с высотой каменистой тундрой	Холодный, сухой, резко континентальный	—	< 400
Куларский район				
Поздний олигоцен — миоцен, $P_3^3 - N_1^{1-2}$	Широколиственные леса: дуб, бук, граб, орех, тсуга	Теплый, влажный, близкий к субтропическому	Юго-восточная провинция Китая	1200–1000
Поздний плиоцен — нижний плейстоцен, $N_1^3 - Q_1^1$	Хвойные широколиственные леса	Теплый влажный, умеренно-муссонный	Северо-западные отроги Сихотэ-Алиня	1000–500
Голоцен Q_4	Тундровая, редкостойные лиственничные леса	Холодный, сухой, арктический	—	< 300

Данные по количеству осадков в каждом цикле весьма приблизительны, но они позволяют оценить водность погребенных рек, которая наряду с другими факторами определяет морфодинамический тип русла и ширину днищ погребенных долин. В результате сопоставления морфологических и морфометрических характеристик днищ и русел погребенных и современных долин выявлены закономерности их изменения в зависимости от климата в условиях среднегорного (Ленский район) и низкогорно-плоскогорного (Куларский район) рельефа.

В *Ленском районе* полугорные реки Бодайбо, Малый Патом, Хомолхо, Вача имеют пятый — шестой порядок, длину до 100–120 км, уклоны в среднем 2–4‰. Долины рек глубоко врезаются в сильно расчлененную водораздельную поверхность верхнего яруса с абсолютными отметками от 1000 до 1200–1500 м и хорошо разработаны. Их притоки относятся к горному типу, имеют протяженность до 10 км, уклоны — от 30 до 50‰. Широко распространены солифлюкционные склоны крутизной от 3–5 до 12°.

Современный рисунок гидросети заложен в раннем плейстоцене. С этого времени долины за исключением отдельных участков развивались унаследованно. Благодаря общему поднятию Патомского нагорья в эпохи климатических оптимумов происходило направленное врезание рек. Согласно принятой стратиграфической схеме рыхлых отложений выделяются три основных аллювиальных горизонта, соответствующие разным эрозионным циклам, реконструирована история развития долин. Формирование долин осуществлялось в течение нескольких эрозионных циклов, характеризующихся различными климатическими условиями. Аллювиальные отложения самого раннего эрозионного цикла имеют раннеплейстоценовый возраст, слагают высокие террасы и залегают в днищах глубоко врезанных погребенных долин. Спорово-пыльцевые спектры этого горизонта аллювия указывают на условия теплого влажного климата, сменившегося похолоданием в начале среднего плейстоцена. Таким образом, отложения этого возраста формировались в условиях меняющегося климата — от холодного к теплему и затем от теплого снова к холодному. В целом климат был более влажным по сравнению с современным (см. табл. 7.2). Этот период завершился резким похолоданием, приведшим к горно-долинному оледенению. В дальнейшем на фоне общего похолодания и иссушения климата происходило чередование периодов оледенений, в течение которых долины заполнялись гляциальными и флювиогляциальными отложениями, с эпохами межледниковий, когда реки врезались в коренные породы. С межледниковым циклом связаны аллювиальные отложения позднеплейстоценового возраста, формирование которых проходило в условиях сухого холодного климата, близкого по своим характеристикам к современному.

В зависимости от соотношения скоростей поднятий и положения базиса эрозии эрозионные уровни и палеоруслу прослеживаются либо на разновысотных уровнях (погребенные террасы), либо — при стабильном положении базиса эрозии в течение нескольких эрозионных циклов — на одном и том же гипсометрическом уровне.

По длине крупных рек Ленского района происходит неоднократная смена морфодинамических типов русел и морфологии долин. Анализ морфологии современных долин по крупномасштабным гипсометрическим картам и результатам маршрутных исследований позволил выделить: 1) узкие каньонообразные участки с шириной днища до 200 м, с крутыми коренными склонами и относительно прямолинейным неразветвленным руслом; 2) участки незначительного расширения долин с более пологими склонами — террасоувалами, в пределах ко-

торых развиты одиночные излучины; 3) участки с ярко выраженной четковидностью — чередованием расширений и сужений, в пределах которых меандрирующий тип русла сменялся на относительно прямолинейное неразветвленное; 4) участки аномальных расширений долин (более 1,5 км) с широким заболоченным днищем, в пределах которого развиты свободные излучины; 5) участки с врезанными (долинными) излучинами. Для каждого из участков с этими типами долин на основе сопоставления современного рельефа с реконструированными погребенными долинами прослежен процесс их формирования и выявлено их отражение в морфологии современных долин и русел.

Первый тип встречается на участках, сложенных прочными коренными породами, при пересечении поднимающихся структур. Как современные, так и палеорусла на протяжении всех эрозионных циклов практически не испытывали горизонтальных деформаций, и в каждый последующий цикл русло прорезало

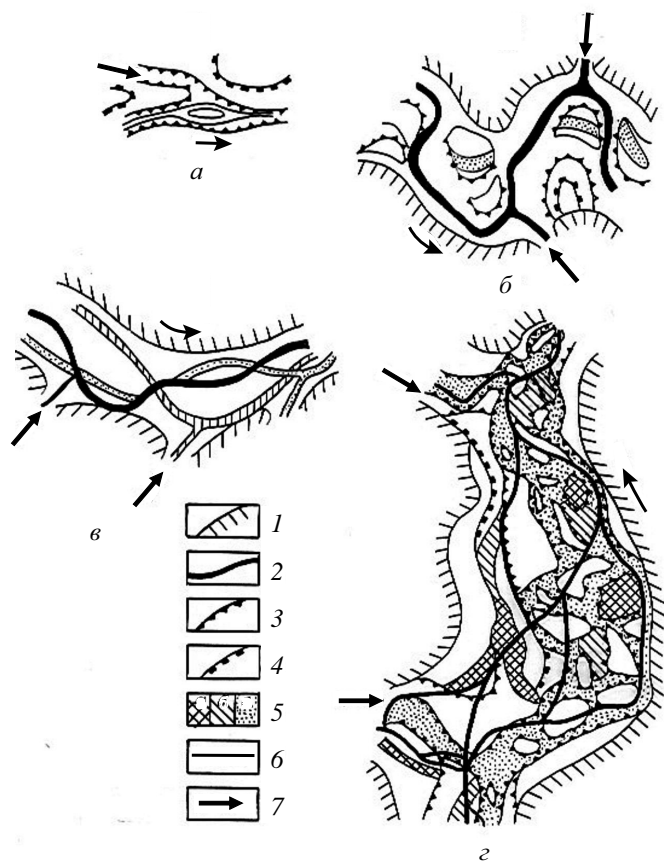


Рис. 7.23. Погребенный рельеф основной долины и устьевых областей притоков:

a — одиночное расширение долины при впадении притока на участке с относительно прямолинейным руслом; *б* — расширение долины и устьевая область притока при свободном меандрировании современного и палеорусла на одном эрозионном уровне; *в* — расширение долины в результате свободного меандрирования на равновысотных погребенных террасах и днища; *г* — аномальное расширение днища долины; 1 — коренной борт долины; 2 — современное русло; 3 — останцы погребенных террас среднеплейстоценового возраста; 4 — то же позднеплейстоценового возраста; 5 — палеорусла: *a* — нижнеплейстоценовые, *б* — среднеплейстоценовые, *в* — позднеплейстоценовые; 6 — направление течения основной реки; 7 — то же притоков и палеопритоков

толщу ранее отложившихся рыхлых отложений и врезалось в коренные породы (рис. 7.23, *а*).

Второй тип также характерен для участков с относительно прямолинейным неразветвленным руслом; в пределах расширений обычно в основную реку впадают притоки. В рельефе скального ложа днищ долин на участках, расположенных перед впадением притоков даже первых порядков, имеется несколько веерообразно расходящихся эрозионных ложбин, свидетельствующих о неустойчивом положении русла (рис. 7.23, *б*). Непосредственно при впадении притока под его воздействием русло образует, как правило, одиночную излучину, обращенную вершиной либо к противоположному борту, либо к притоку. Даже на протяжении одного эрозионного цикла положение излучины на участках впадения притока меняется, и в рельефе коренного ложа выделяется несколько эрозионных борозд дугообразной формы, вершины которых изменяли свое положение. В период формирования днища основной долины перед впадением притока и непосредственно на участке впадения происходили переформирования относительно прямолинейного неразветвленного русла. Вследствие его смещения то к одному, то к другому борту долины происходило расширение днища.

Третий тип связан со сменой литологического состава пород. При распространении мягких сланцев образуются значительные расширения долин, русло широкопойменное, свободноеандрирующее, при смене пород вниз по течению на более прочные к размыву становится относительно прямолинейным. Такие расширения долин связаны с горизонтальными деформациями палеорусел в течение каждого эрозионного цикла. Примером их является значительное расширение долины р. Вачи, названное Золотым руслом (рис. 7.23, *в*). Здесь отмечается расширение днища современной долины, в левом борту долины выражен пологий террасоувал, рыхлые отложения которого перекрывают сложный погребенный рельеф, сформировавшийся в более ранние циклы. Реконструкция палеорусел, функционирующих на этом участке, показала, что в каждый эрозионный цикл река образовывала крупную излучину. Излучины разных эрозионных циклов расположены на одном и том же гипсометрическом уровне, что объясняется неизменностью базиса эрозии в течение длительного промежутка времени. Их положение значительно менялось, причем амплитуда их смещения друг относительно друг равнялась десяткам метров. Суммарная амплитуда горизонтальных деформаций составила около 1,5 км. Таким образом, в течение нескольких эрозионных циклов было сформировано широкое днище долины, которое впоследствии заполнялось аллювиальными и флювиогляциальными отложениями, формирующими погребенную долину. Современная долина, наследуя положение широкого погребенного палеоднища, также образует значительное расширение.

Четвертый тип формируется неустойчивым руслом при пересечении долиной синклиальной опускающейся структуры, сложенной неустойчивыми к размыву известняками; играет роль также влияние одного или нескольких крупных притоков. Формирующиеся при этом своеобразные аллювиальные микроравнины имеют местное название — поляны. Они представляют собой широкие труднопроходимые заболоченные днища долин. Современное русло извилистое, нередко разветвляется на маловодные рукава; размеры русла явно не соответствуют ширине пойменно-руслового днища. Рыхлые отложения, слагающие такие участки, представлены аллювиальными и флювиогляциальными наносами. Восстановленный по данным бурения погребенный рельеф поверхности коренных пород имеет сложное строение и представлен многочисленными эрозионными боро-

здами разного направления и небольшой протяженности, разделенными повышениями — цоколями островов (рис. 7.23, з). Погребенный рельеф коренного ложа является результатом деятельности свободно меандрирующего или разветвленного на рукава врезающегося русла, которое испытывало интенсивные горизонтальные деформации в течение нескольких эрозионных циклов.

Пятый морфологический тип формируется в пределах интенсивно поднимающихся структур и распространения трудноразмываемых пород. В течение нескольких эрозионных циклов их положение в плане практически не меняется, так как амплитуда горизонтальных деформаций составляет всего несколько метров за один эрозионный цикл при полной сохранности их конфигурации. На поверхности коренного ложа и на цоколях узких погребенных террас отмечается серия расположенных параллельно и вложенных друг в друга эрозионных ложбин, имеющих форму излучин. За счет суммирования однонаправленных горизонтальных деформаций, происходящих в каждый эрозионный цикл, формируются типичные долинны излучины.

Таким образом, на каждом участке в палеорулах разного возраста унаследованно проявляется один и тот же морфодинамический тип русла, сформировавшийся при заложении долин в раннем плейстоцене, когда морфология долин приспособлялась к тектоническому плану, литологии пород и рельефу района. В последующие эрозионные циклы при врезании реки, оставаясь в те же геолого-геоморфологических условиях, независимо от изменений климата формировали русло того же типа.

По долинам двух крупных рек — Ваче и Бодайбо были выделены участки, на которых вскрыт полный комплекс разновозрастных погребенных долин; для каждого этапа определены морфологические и морфометрические характеристики их днищ. Как показал сравнительный анализ днищ долин разных эрозионных циклов, изменение климатических условий и водности не привело к изменению морфометрических характеристик, которые были предопределены горизонтальными русловыми деформациями на первом этапе формирования и в дальнейшем (в последующие периоды врезания) испытывали лишь незначительные изменения в (табл. 7.3, рис. 7.24, I). Такое же соотношение ширины днищ современных и погребенных долин характерно для других горных систем Северо-востока — хребта Черского, Чукотки, Приохотья [Гольдфарб, 2011].

Таблица 7.3

Ширина днища погребенных и современной долин р. Малого Патомы (Ленский район) в пределах полян

Участок	Ширина днища долин, км	
	погребенных	современной
Соловьиная поляна	1,0	1,0
Центральная поляна	1,2	1,3
Мариинская поляна	3,2	3,0

На участках с меандрирующим руслом в разные циклы формирования излучины меняли положение вершин, располагаясь то у одного, то у другого берега, оставаясь подобными друг другу по своим формам. Иллюстрацией такого типа эволюции русла является участок долины р. Вачи (рис. 7.25). Здесь прослеживаются фрагменты разновозрастных террас сложной конфигурации. Занимая разные по высоте уровни, палеорула разных эрозионных циклов образуют крупные до-

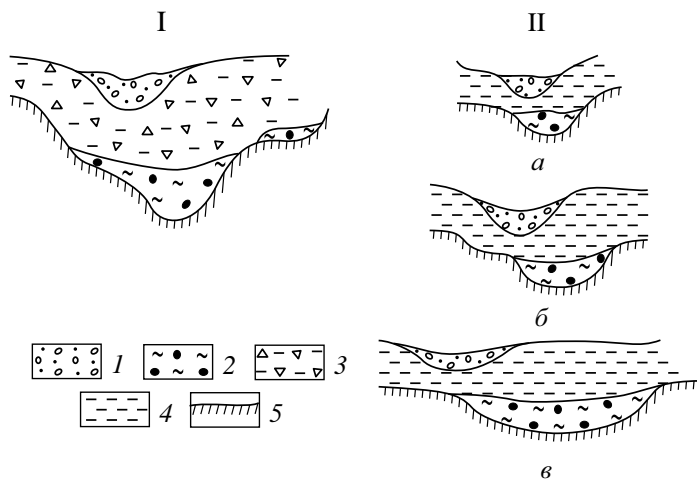


Рис. 7.24. Соотношение ширины днщ современных и погребенных долин в районах: I — Ленском; II — Куларском на участках: а — низкогорного рельефа; б — плоскогорья; в — Приморской низменности; 1 — аллювий современных долин; 2 — то же погребенных долин; 3 — флювиогляциальные и гляциальные отложения; 4 — лессовидные суглинки; 5 — коренные склоны

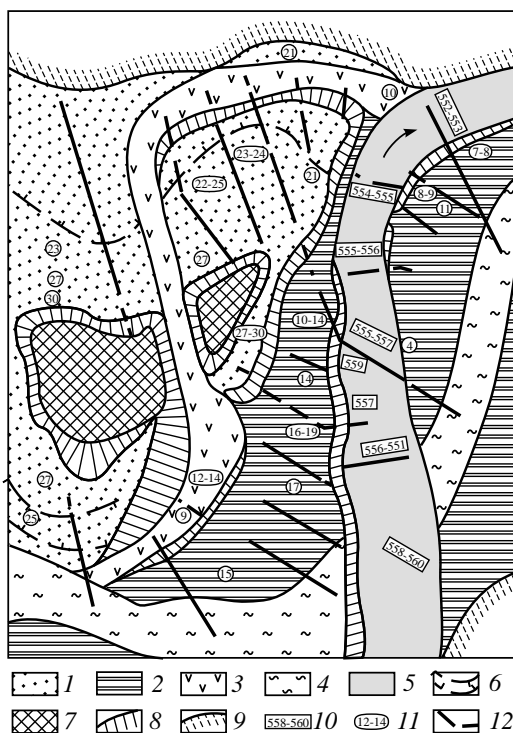


Рис. 7.25. Палеогеоморфологическая схема долины р. Вачи (Ленский район). Фрагменты долины:

1 — раннеплейстоценовой; 2 — среднеплейстоценовой. Палеорусл: 3 — раннеплейстоценовые; 4 — позднеплейстоценовые; 5 — голоценовые. Прочие обозначения: 6 — эрозионные врезы; 7 — повышения коренного ложа; 8 — склоны эрозионных уровней и повышений коренного ложа; 9 — коренные борта долин; 10 — абсолютные отметки коренного ложа; 11 — относительные превышения эрозионных уровней; 12 — разведочные линии

линные излучины, подобные по форме. Размеры излучин отличаются незначительно, причем их параметры при изменениях климата остаются постоянными.

Куларский район представлен низкогорным хребтом Кулар, имеющим высоту 400–600 м над окружающим его незначительно расчлененным плоскогорьем и постепенно понижающимся хребтом Улахан-Сисс — водоразделом бассейнов основных рек района Улахан-Онкучах, Кыра-Онкучах, Ильдикилах, Улахан-Батор Юрэх. Они имеют третий — четвертый порядок, их длина — несколько десятков километров, уклоны — 3–6‰. Долины имеют субширотное направление. Реки, стекающие с хребта Улахан-Сисс на запад, относятся к бассейну р. Омолая, на восток — к бассейну р. Яны. И те и другие берут начало на Куларском хребте, в среднем течении пересекают плоскогорья и в низовьях протекают по Приморской низменности.

Современные реки врезаны в толщу рыхлых отложений, перекрывающих погребенный рельеф. Разведочными работами под рыхлой толщей (едомой) вскрыта погребенная гидросеть, рисунок которой с небольшими отклонениями совпадает с рисунком современной гидросети. Согласно имеющимся данным в истории формирования долин выделяется три эрозионных цикла. В первый из них — палеоген — ранний неоген — активизация тектонических движений привела к интенсивному врезанию рек. В период формирования ныне погребенных долин рельеф практически не отличался от современного и представлял собой плоскогорье, переходящее в низкогорный хребет Улахан-Сисс. Согласно палеоклиматическим реконструкциям климат времени формирования погребенных долин был теплым, влажным, близким к субтропическому (см. табл. 7.2). Годовое количество осадков достигало более 1000 мм, что свидетельствует о значительной водоносности погребенных рек.

В конце палеогена — начале неогена мощная аккумуляция наносов привела к погребению долин палеогенового возраста. Второй цикл врезания долин в позднем неогене — раннем плейстоцене характеризовался усилением тектонических движений. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о умеренно теплых климатических условиях. Гумидный климат этого времени, хотя был менее влажным, чем в предыдущий этап, также был связан со значительным количеством осадков.

Перед третьим эрозионным циклом в голоцене накопилась мощная толща (до 100 м) льдистых суглинков (едомы), перекрывших не только палеогидросеть, но и склоны хребта Улахан-Сисс. Развитие современных долин происходило в условиях сухого арктического климата. Таким образом, погребенная и современная речные сети образовались в практически одинаковых условиях рельефа и тектонических движений, но резко отличающихся по климатическим характеристикам обстановки: погребенные долины формировались в условиях теплого влажного климата, современные — в суровом сухом арктическом климате. Соответственно водоносность рек, формирующих современные русла, была значительно меньше, чем во время формирования погребенных долин, но, как и в Ленском районе, морфодинамический тип русла, сформировавшийся в палеогене, оставался неизменным вплоть до современного этапа. По длине современных и погребенных долин русло относительно прямолинейное в верхнем и меандрирующее в среднем и нижнем течении.

Сравнительный анализ морфологии современных и погребенных долин показал, что погребенные долины хорошо разработаны, имеют цокольные террасы,

развитую пойму, тогда как современные менее разработаны, обладают пологими склонами, слабо террасированы, имеют не развитые поймы. Русла в погребенных долинах на нижних участках образовывали значительно более крупные излучины, чем современные реки.

Ширина днищ погребенных долин существенно больше, чем у современных рек, причем разница между ними возрастает от верховий к нижнему течению. В верховьях долин в области низкогорного рельефа эти различия незначительны (рис. 7.24, II а); в среднем течении, в области плоскогорья, ширина днищ погребенных долин в 3–4 раза превышает ширину днищ современных долин; в области приморской низменности это соотношение увеличивается до 5–6 раз (рис. 7.24, II б, в).

Сопоставление данных по Ленскому и Куларскому районам выявляет различную степень влияния изменений климата и водности рек на морфологию и морфометрию речного русла и поймы в зависимости от типа рельефа и его вертикальной зональности. В горных условиях (среднегорье Ленского района и низкогорье в верховьях рек Куларского района) влияние климата практически не сказывается на соотношении характеристик погребенных и современных долин, тогда как в условиях плоскогорья различия между ними уже существенны. Наиболее контрастно они выражены при выходе рек в пределы Приморской низменности (Куларский район).

Моделью, позволяющей понять механизм, обуславливающий эти различия, могут служить результаты многолетних (с 1963 по 1990 г.) стационарных исследований русловых процессов на горной реке Бзыби (Западный Кавказ, Абхазия) на различных по характеру рельефа участках: среднегорье (горное и полугорное врезанное русло), предгорье и приморская низменности (полугорное русло, разветвленное на рукава) [Хмелева, Виноградова и др., 2000]. Смена типов рельефа по длине реки от среднегорного района к приморской низменности аналогична их смене в Ленском и Куларском районах, что позволяет сопоставлять результаты стационарных исследований с данными палеогеоморфологических реконструкций.

В бассейне р. Бзыби за время исследований выделены два периода: пониженной (1963–1975 гг.) и повышенной (1976–1990 гг.) водности, которые в первом приближении могут рассматриваться как аналоги сухого и влажного климата. В сочетании с подобием типов рельефа результаты стационарных исследований могут рассматриваться как природная модель, позволяющая вскрыть механизм, определяющий различия в морфологии и морфометрии днищ и русел рек в погребенных и современных долинах.

Сопоставление ежегодных планов русел на разных участках р. Бзыби показало, что положение побочней во врезанном русле реки в области среднегорья (аналог Ленского района) оставалось неизменным в периоды пониженной и повышенной водности рек. На таких участках реки небольшие горизонтальные деформации происходят за счет размыва и аккумуляции наносов лишь по их внешнему краю. Среднегодовые максимальные объемы размыва побочня в горном русле в фазу повышенной и пониженной увлажненности отличаются незначительно (табл. 7.4). Одинаковая величина этого показателя свидетельствует об относительной стабильности и несущественных деформациях русла, которые не связаны с изменением водности рек, а определяются условиями жесткого каркаса скального ложа, образующегося при врезании рек в коренные породы [Виноградова и др., 1999].

Максимальный среднегодовой объем размыва побочной и осередков (м³) р. Бзыби

Тип русла на стационарных участках	Форма руслового рельефа	Периоды различной водности	
		пониженной (1963–1975)	повышенной (1976–1989)
Горное русло, врезанные излучины	Побочень	229	272
Полугорное русло, врезанные излучины	Побочень	3647	3684
Полугорное русло, разветвленное на рукава	Побочень, осередок	4558	7310

Иная ситуация отмечается на участке р. Бзыби при ее выходе из гор на приморскую низменность, где она разветвляется на рукава. На таких участках в период повышенной водности, связанной с увеличением количества и продолжительности ливней и расходов наносов, происходят значительные переформирования, существенно увеличивается по сравнению с маловодным периодом максимальный среднегодовой объем размыва побочня. В то же время морфодинамический тип русла остается неизменным.

Результаты стационарных исследований, выявившие причинно-следственные связи между интенсивностью деформаций русловых форм в различных условиях рельефа, временных изменений количества осадков и водности позволяют объяснить изменения соотношений морфологических и морфометрических особенностей днищ погребенных и современных горных долин в геологическом масштабе времени. По аналогии с современными процессами можно сказать, что большая ширина днищ и размеров палеоизлучин погребенных долин Восточной Сибири на участках плоскогорий и низменностей обусловлена более интенсивными деформациями русла, в то время как на среднегорных участках реки благодаря врезанному в скальные породы руслу горизонтальные деформации практически не проявляются. Таким образом, в изменении морфологии и морфометрии днищ долин и русел рек в зависимости от изменений климатических условий прослеживается высотная зональность, являющаяся одной из общих закономерностей функционирования русловых процессов на горных и полугорных реках.

7.5. ЭВОЛЮЦИЯ УСТЬЕВ РЕК ВСЛЕДСТВИЕ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Современный облик речных устьев сложился в результате их длительной эволюции в период регрессивно-трансгрессивного цикла Мирового океана в течение последних 30 тыс. лет, когда уровень моря сначала упал почти на 100 м, а затем поднялся до современных отметок. Изменения уровня моря приводили к существенным смещениям дельт и коренной перестройке их гидрографической сети. Наиболее значительным следствием постгляциальной трансгрессии явилось затопление прибрежных равнин и проникновение моря в речные долины, которые в низовьях превратились в ингрессионные заливы или приустьевые бухты. Дальность проникновения морских вод зависела от местных особенностей трансгрессий, уклонов в низовьях рек и тектонического режима побережий. В голоцене, а точнее за последние 7–5 тыс. лет, т.е. в заключительную фазу послеледниковой трансгрессии [Каплин, 1973], на побережьях Мирового океана сформировались

обширные низменные аллювиально-дельтовые равнины со сложной сетью дельтовых рукавов и мелководные приустьевые взморья, в устьях больших рек накопились мощные толщи аллювиально-дельтовых отложений. Последние перекрывают позднеплейстоценовые дельты с абсолютным возрастом отложений более 10 тыс. лет. Субэральная часть таких дельт обычно представлена несколькими региональными субдельтами, связанными с пространственными перемещениями зон активного дельтообразования.

Дальнейшее развитие дельт определялось морфологическими условиями сопряжения реки и моря, геолого-геоморфологическим строением шельфа, ландшафтно-климатическими особенностями, гидрологическим режимом рек и гидродинамическими характеристиками устьевого взморья. За последние 5–4 тыс. лет произошли существенные изменения в морфологии и строении дельт. Одни реки успели создать разветвленную гидрографическую сеть, заполнить долинныя заливы и выдвинуться в открытое море на 100–150 км, другие только начинают формировать дельты и русловую сеть. За время их эволюционного развития происходило закономерное усложнение геоморфологического облика дельт от простого аллювиального выступа до полигенетической аллювиально-дельтовой равнины, расчлененной многочисленными рукавами, осуществлялось преобразование дельт выполнения в одну из модификаций дельт выдвижения на открытом взморье [Коротаев, 2012].

Глобальное потепление климата и медленный подъем уровня Мирового океана приведет к замедлению процессов современного дельтообразования, увеличению дальности проникновения морских вод в устья рек, подтоплению приморской зоны на расстоянии 15–30 км и активизации процессов абразии. Учитывая ландшафтно-климатические и геокриологические особенности побережий российской Арктики, можно ожидать, что оттаивание и деградация многолетнемерзлых пород и таяние жилых льдов стимулирует разрушение дельтовых берегов. На побережьях внутриконтинентальных водоемов, подверженных резким колебаниям уровня (Каспийское море), устьевые области являются весьма уязвимыми при трансгрессивных режимах, когда происходит подтопление и засоление территории дельты. Во время длительных периодов снижения уровня более значителен эффект перераспределения стока между дельтовыми рукавами, приводящий к отмиранию одних из них и активизации других.

Таким образом, скорость образования дельтовых равнин в масштабе геологического времени весьма различна. Как правило, крупные изменения происходили за промежутки времени, измеряемые тысячами лет. Различна и мощность дельтовых накоплений: например, в дельте Волги для новокаспийских отложений она составляет от 5 до 20 м; в дельте Кубани — не превышает 6 м [Гидрология дельты..., 2010]; в Бенгальской дельте в позднеплейстоценовых врезках за последние 10 тыс. лет накопилась 70-метровая толща аллювиально-дельтовых отложений; в дельте Янцзы мощность постгляциальных отложений составляет 50–60 м, причем на трансгрессивный этап (собственно дельтовые отложения) приходится не более 20 м [Li Congxian, 1986].

Влияние колебаний уровня моря на формирование русел в низовьях равнинных рек довольно детально исследовал Н.И. Маккавеев [1951, 1955; Маккавеев, Хмелева и др., 1961], доказавший неоднозначность направленности вертикальных русловых деформации (врезания или аккумуляции наносов) при трансгрессиях/регрессиях моря. Многолетние наблюдения за динамикой продольного профиля р. Волги от г. Волгограда до взморья и продольного профиля р. Терек на устьевом участке

[Гидрология устьев..., 1993; Иванов и др., 2006] показали, что процессы формирования русел в устьевых областях отличаются необычайной сложностью и во многом зависят от конкретных природных условий и местных факторов руслоформирования. Неустойчивость уровня Каспийского моря в историческое время позволяет оценить влияние изменений базиса эрозии на эрозионно-аккумулятивные процессы Нижней Волги, направленность которых во многом зависела от характера изменения местных факторов, влияющих на фактический уклон водной поверхности.

В периоды длительного понижения уровня Каспийского моря (мангышлагская, дербентская и современная регрессии) наблюдалось устойчивое врезание Волги в русловые и прибрежно-морские отложения. Однако глубинная эрозия не распространялась вверх по течению, а, наоборот, перемещалась вслед за понижавшимся уровнем Каспия. Во время каспийских трансгрессий (махачкалинская, новокаспийские стадии и современная), когда море проникало вверх по долине, происходили коренная перестройка продольного профиля, особенно на приустьевом участке реки, размыв и смещение дельты вверх по течению. В результате подпорного влияния трансгрессирующего моря на придельтовом участке реки происходили аккумуляция речных наносов и поднятие дна русла. В рассматриваемых случаях большое значение имеют уклоны дна в пределах устьевого взморья: 1) при уклонах $> 0,010-0,015$ (тангенсов) реакция продольного профиля реки на изменение базиса эрозии происходит синхронно колебательным ритмам фонового уровня моря; 2) при уклонах $< 0,0020-0,0025$ реакция речного русла на изменение базиса эрозии запаздывает на длительное время. Большое значение имеют также длительность и величина изменений уровня. Наблюдения за динамикой продольного профиля дна Селенгинского русла в дельте р. Селенги показали, что кратковременные подъемы (падения) уровня озера Байкал не отражались в динамике русла аналогично рукавам дельты р. Волги, где быстрый подъем на 2,5 м не остановил инерции врезания дельтовых водотоков после длительного (1929–1977 гг.) снижения уровня моря на 3,2 м [Иванов и др., 2007].

Таким образом, фоновый уровень приемного водоема является одним из главных условий формирования устьевых областей рек и механизма образования речных дельт на побережьях Мирового океана и внутриконтинентальных водоемов. Для океанических побережий и берегов окраинных морей на рубеже позднего плейстоцена и голоцена был характерен быстрый подъем уровня на протяжении 11–12 тыс. лет на 100–50 м и его последующая относительная стабилизация вблизи современного положения. Внутриконтинентальные водоемы отличались многократной сменой трансгрессивно-регрессивных фаз за небольшие временные промежутки (1–2 тыс. лет). Эти принципиальные различия в колебаниях уровня приемного водоема требуют отдельного рассмотрения механизма формирования речных дельт, стратиграфии дельтовых отложений, эволюции устьевых областей и динамики гидрографической сети рек, расположенных на побережьях Мирового океана и внутренних водоемов [Коротаев, 1989].

При стабильном уровне приемного водоема на открытом побережье формируется дельта выдвигания (см. рис. 7.26). Размеры и форма устьевого бара, его площадь и строение, скорость и типы устьевого удлинения определяются уклонами подводного склона, величиной стока речных наносов и активностью морских факторов. Во время трансгрессивного периода естественное развитие русел в низовьях рек связано с образованием долинных заливов или устьевых лагун и формированием дельт выполнения. В этих условиях осуществляются коренная перестройка

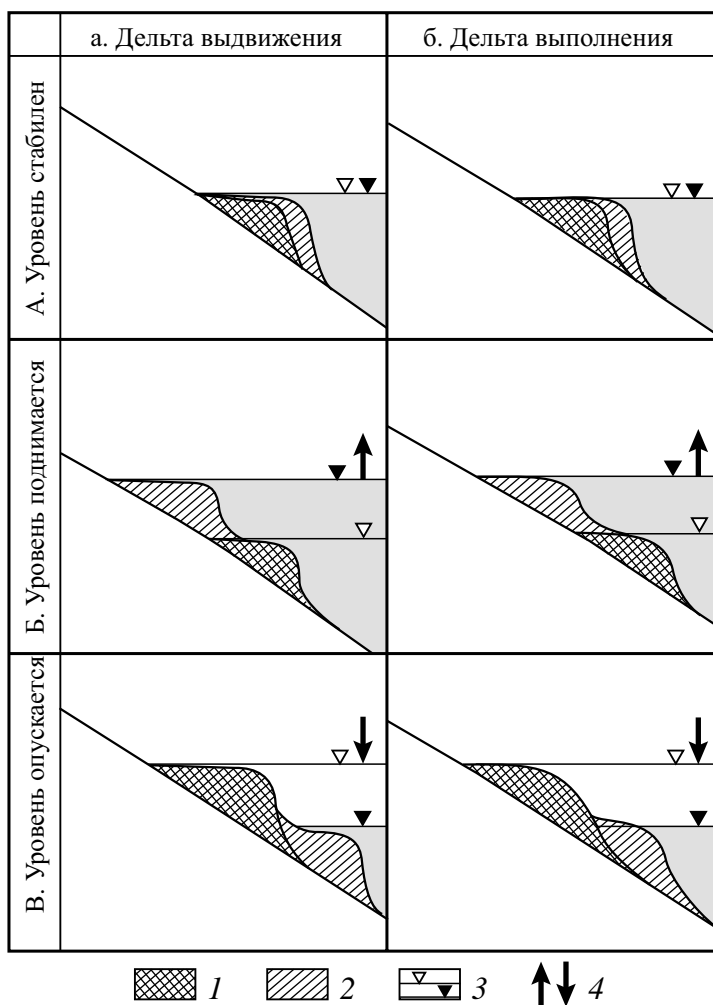


Рис. 7.26. Схема эволюции речных дельт (а — выдвигения; б — выполнения) при различных сценариях фонового уровня моря:

А — уровень стабилен; Б — уровень поднимается; В — уровень опускается; 1, 2 — стадии выдвигения дельты; 3 — исходный и конечный уровни моря; 4 — направление изменений уровня моря [Коротаяев, 2004, с изменениями]

гидрографической сети, разрушение, перемещение и частичное захоронение дельтовых образований прибрежно-морскими отложениями.

Устойчивое формирование дельт выполнения в долинных заливах, лиманах, устьевых лагунах происходит, очевидно, в периоды относительной стабилизации уровня океана. Размеры долинных заливов определяются величиной уклонов рек в их низовьях. Регрессивный характер развития устьев связан с различными стадиями формирования дельт выдвигения. Особенности рельефа подводного склона (например, появление на пути выдвигающейся дельты подводной реликтовой долины) могут привести к снижению на определенной стадии уровня дельты выполнения.

Глава 8

ЭВОЛЮЦИЯ ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМ В УСЛОВИЯХ АКТИВНОГО ЗЕМЛЕ- И ВОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

8.1. ЭВОЛЮЦИЯ ЭРОЗИОННО-СКЛОНОВОЙ ПОДСИСТЕМЫ ЗА ПЕРИОД СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЗЕМЕЛЬ

8.1.1. Исторический этап освоения земель в эрозионно-русловых системах

Земледельческое освоение равнин отдельных регионов умеренного климатического пояса — важнейший фактор развития эрозии почв и поступления продуктов смыва в речную сеть. Оно началось около 5–6 тыс. л.н. [Starkel, 1987; Evans, 1993; Сычева, Чичагова и др., 1998]. На этот период пришлось освоение Великой Китайской равнины, предгорных равнин и межгорных котловин Центральной и Западной Европы и отдельных участков земель на юге лесной и лесостепной зон Русской равнины. Но только в Китае площади пахотных земель достигали значительных величин, тогда как в остальных регионах пашня занимала ограниченные площади в окрестностях поселений. В эпоху позднего неолита сведение лесов в лессовых регионах Европы затронуло около 15% речных бассейнов [Kruk, 1988], что сказалось на усилении аккумуляции наносов в речных долинах и озерных котловинах [Wasylikowa, Starkel et al., 1995; Starkel, 1987]. Аналогичный всплеск эрозии пришелся на конец бронзового века, когда произошло сведение смешанных лесов. Наконец 800–1000 лет назад началась массовая распашка земель в пределах равнин Западной и Центральной Европы [Starkel, 1987; Bork, 1989], что было связано с ростом численности населения и совершенствованием технологий обработки почвы. В это же время существенно возросли площади пашни и на юге лесной зоны Русской равнины. Интенсивная распашка земель большей части лесостепной и степной зон юга Сибири, Русской равнины и Великих американских равнин началась 250–300 лет назад и завершилась только к середине XX в. [Иванова, Голосов и др., 1998; Watson et. al, 1997].

Последовательность интенсивного сельскохозяйственного освоения была обусловлена климатическими и социально-историческими причинами. Сначала были освоены предгорные равнины и межгорные котловины и только затем платформенные равнины. По времени сельскохозяйственного освоения и положению в рельефе выделяется несколько групп территорий (рис. 8.1).

Область древнейшего земледельческого освоения (более 2000 лет) расположена на Великой Китайской равнине. Особенности земледелия в Китае являются массовое террасирование склонов и мелкая нарезка полей. Здесь в русла рек со склонов междуречий поступает до 40% наносов, преимущественно в период выпадения муссонных дождей в июле — августе [Gong, Xu, 1987]. В то же время большая неравномерность выпадения осадков в течение года вынуждает практически повсеместно, за исключением северных районов, использовать орошение.

Большинство низменных и возвышенных равнин Западной и Центральной Европы относится к территориям древнего интенсивного сельскохозяйственного освоения (минимум 800–1000 лет). Избыточное увлажнение низменных приморских равнин запада Европы и связанный с этим водный режим способствовали частым наводнениям, что заставляло жителей с начала интенсивного освоения (это продолжается и в настоящее время) проводить мероприятия по регулиро-

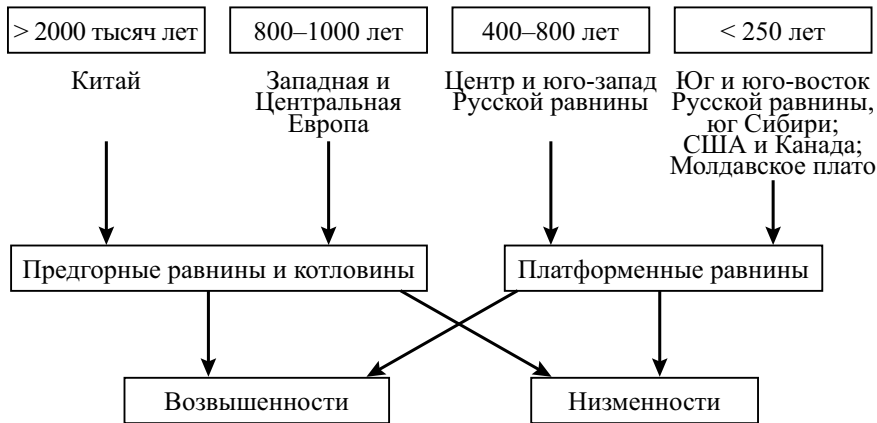


Рис. 8.1. Территориальное деление равнин умеренного пояса по продолжительности интенсивного сельскохозяйственного освоения и характеру рельефа

ванию стока — создавать отводные каналы и шлюзы для регулирования стока, спрямлять и очищать русла рек. Интенсивность перераспределения наносов на водосборах малых рек возвышенных равнин и плоскогорий Западной Европы наибольших значений достигает в лессовом поясе, протянувшемся от предгорий Арденн до Судет, где зафиксированы максимальные темпы смыва с пашни — до 40 т/га в год [Bollinne, 1985]. За длительную историю освоения равнин Западной Европы наиболее интенсивно эрозионные процессы происходили в XIII–XIV вв., когда был отмечен мощный всплеск линейной эрозии, охватившей различные районы Германии [Bork, 1989]. Реконструкции объемов смыва и размыва этого периода

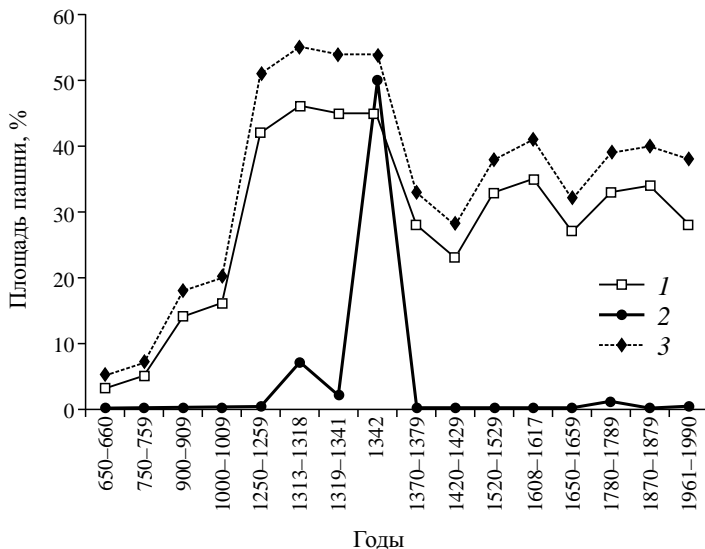


Рис. 8.2. Динамика изменений площади пахотных, в том числе эрозионноопасных, земель и темпов смыва в Германии в период сельскохозяйственного освоения [Bork, 1998]:

1 — общая площадь пахотных земель; 2 — темпы смыва с эрозионноопасных пахотных земель; 3 — площадь эрозионно-опасных пахотных земель

позволяют говорить о среднегодовом смыве 14 т/га с максимальными значениями в отдельных регионах до 48 т/га [Bork, Bork et al., 1998]. Усиление темпов линейной эрозии произошло в период максимальной распашки склоновых земель (рис. 8.2).

Аналогичные процессы происходили в это время и на других плотно заселенных возвышенностях северо-западной Европы, в частности, в Бельгии и северо-восточной Франции [Rommens et al., 2006; Lang, Bork., 2006; Ward, von Ralen et al., 2009]. Рост доли пропашных культур в севооборотах в северо-западной части Европы в последние десятилетия XX в. способствовал некоторому увеличению объемов выноса продуктов склонового смыва и размыва в малые реки [Boardman, Favis-Mortlock, 1993]. Большие уклоны пахотных склонов и наличие концентрирующих сток ложбинных понижений на пашне способствуют тому, что коэффициенты доставки наносов с распахиваемых водосборов в русла ручьев и малых рек различных частей Великобритании за последнее столетие составили 0,2–0,4 [Owens, Walling et al., 1997; Barlow, Thompson, 2000]. Это привело к аккумуляции более 1,5 м наносов в днищах долин водотоков первого — второго порядков [Foster et al., 1996].

Территории с продолжительностью интенсивного сельскохозяйственного освоения 150–250 лет охватывают восток, центр и север США, часть степной зоны Канады, а также лесостепную и степную зону Румынии, Молдавии, Украины и России вплоть до Забайкалья. В пределах этих территорий существуют отдельные небольшие ареалы земель с более длительным освоением. Спецификой сельскохозяйственного освоения всех равнин США и Канады являются резкое нарастание площадей пахотных земель по мере колонизации территории с востока на запад и большая доля пропашных культур в севооборотах, что привело к региональной дифференциации этой территории по сочетанию основных факторов и неодинаковой динамике изменений перераспределения наносов на склоновых водосборах.

Колонизация предгорных равнин восточного побережья началась с первого десятилетия XVIII в. и сопровождалась сведением лесов с одновременной распашкой земель, что немедленно привело к развитию интенсивной овражной эрозии и плоскостному смыву. Этот район характеризуется максимальной интенсивностью перераспределения наносов за период сельскохозяйственного освоения. Благодаря большим уклонам обрабатываемых склонов значительная часть наносов поступала в реки третьего — пятого порядков. В результате их русла были быстро полностью заилены [Trimble, 1974]. При этом в реках первого — второго порядков из-за значительных уклонов русел и резкого увеличения коэффициента поверхностного стока активизировались процессы врезания, которые в ряде долин регрессивно продвигаются вплоть до настоящего времени [Prestegaard, 1988]. К началу XIX в. аналогичные процессы охватили западные предгорные равнины Аппалачей, где благодаря широкому возделыванию хлопчатника в сочетании с максимальной для США интенсивностью и повторяемостью ливневых осадков [Nicks, Lane et al., 1993] темпы денудации междуречий достигли катастрофических размеров. Начиная с 1930-х гг. в связи с участвовавшими наводнениями проводились работы по очистке русел рек от наносов с их одновременным спрямлением. Это привело к интенсификации врезания рек выше участков спрямления и заилению русел рек более высоких порядков, расположенных ниже по течению [Simon, Darby, 1997; Wilson, 1997]. Врезание сопровождалось усилением боковой эрозии и активным формированием оврагов, что быстро привело к повторному обмелению малых рек.

В середине XIX в. началось сельскохозяйственное освоение Центральных равнин и восточных частей Великих равнин, которое совпало по времени с периодом

активного естественного врезания крупнейших рек региона (Миссури, Уабаш и Огайо и их притоков) в толщу легкоразмываемых четвертичных лессов [Lohnes, 1997]. Распашка земель способствовала увеличению поверхностного стока с пахотных склонов в 2–3 раза и расходов воды в реках в 10–50 раз [Piest et al., 1976], что значительно усилило темпы врезания, особенно малых рек. Врезание рек привело к активизации овражной эрозии и усилению поступления склоновых наносов в речные русла. В связи с распашкой склонов и преобладанием посевов кукурузы и сои резко возрос ливневой смыв. Это обусловило интенсивную аккумуляцию наносов в долинах первых порядков. Во второй половине XX в. в данном регионе произошло вторичное врезание донных оврагов в днища балок. Их вклад в суммарный вынос наносов с малых склоновых водосборов достиг 20–25% при суммарном выносе наносов со склонов междуречий 10–15 т/га в год [Spomer et al., 1973]. Внедрение почвозащитных технологий обработки земель с 1980-х гг. способствовало резкому сокращению стока наносов в реки.

Отличительной особенностью северо-восточных территорий, которые были впервые распашаны в середине XIX в., является высокая переувлажненность почв и заболоченность относительно плоских равнин [Wiebe et al., 1996]. Здесь на фоне некоторого снижения по сравнению с центральным районом темпов ливневого смыва в связи с уменьшением слоя и интенсивности дождей возрастает вклад талого смыва. Наличие большого количества заболоченных понижений, являющихся истоками ручьев, способствует аккумуляции в них смываемого с пашни материала [Кпox, 1977]. Большинство водотоков первых порядков после земледельческого освоения оказалось полностью заилено, и теперь в их днищах задерживается основная масса наносов, смываемых со склонов. Среднегодовое темпы суммарного смыва в данном районе за весь период земледельческого освоения составляют 20–25 т/га в год [Norton, 1986; Kreznor et al., 1992] при среднем вкладе овражных размывов 33% [Mitchell, Bubenzer, 1980]. Проведение противоэрозионных мероприятий в 1950–1980 гг. (контурное и полосное земледелие) привело к снижению темпов смыва почти вдвое [Spomer et al., 1973], а оптимизация методов обработки почв (сведение ее к минимуму) или отказ от нее в последние два десятилетия способствовали еще более резкому сокращению эрозии почв.

Северо-запад территории, занимающий обширные волнистые равнины в верхнем течении р. Миссури и бассейне р. Саскачеван, был освоен в начале XX в., но площади пахотных земель нарастали здесь постепенно вплоть до 1960-х гг. Распашка земель привела к развитию водной и ветровой эрозии и общему сглаживанию мезорельефа междуречий [Moulin et al., 1994]. Обилие бессточных понижений на междуречьях способствует переотложению наносов в пределах пахотных склонов. Эрозия на песчаных почвах приводит к смыву 16 т/га в год, тогда как вынос за пределы поля на алевритовых почвах составляет 0,5 т/га в год [Pennock, de Jong, 1990]. Максимальные темпы смыва (30 т/га в год) отмечены на валунных глинах [Pennock et al., 1995]. Общая сухость климата содействовала формированию редкой речной сети, что также снижает вероятность поступления наносов со склонов междуречий в речные русла.

Таким образом, земледельческие районы Северной Америки отличаются большим разнообразием характера и интенсивности перераспределения наносов на междуречьях. Исследования на 113 водосборах первых порядков в их различных частях показали, что вклад овражной эрозии варьирует от 0 до 89%, а долевое участие склонового смыва изменяется в интервале 11–100% [Mitchell, Bubenzer, 1980]. Развитость овражной сети во многом определяет коэффициенты доставки

наносов со склонов в суходольную сеть и их дальнейший транзит в руслах рек различных порядков.

Ареалом наиболее интенсивного перераспределения наносов на малых водосборах Европы является южная часть Молдавского плато (Румыния), где массовое сведение лесов в конце XIX — начале XX вв. привело к резкому увеличению коэффициентов поверхностного стока и развитию склонового смыва и овражной эрозии в области распространения лессовидных почв [Ionita, 1999]. На первом этапе интенсивный склоновый смыв совместно с формированием оврагов привел к моментальному заполнению наносами балок и заилению русел ручьев. Отторжение части пахотных земель в связи с развитием склоновых оврагов, а также проведение противоэрозионных мероприятий несколько сократило сток наносов со склонов. В результате к середине XX в. доминирующим эрозионным процессом в днищах балок стало развитие донных оврагов. Основной прирост донных оврагов в настоящее время происходит в период выпадения стокоформирующих ливней.

Русская равнина имеет сравнительно непродолжительную историю земледельческого освоения — 2–3 столетия на юге лесной и лесостепной зон. К территориям новейшего (распашка в течение XX в.) освоения относится большая часть юга степной зоны европейской части России и Западной Сибири.

Метеорологические наблюдения на Русской равнине начались в XVIII в., но охватили обширные территории только к концу XIX в. Оценка изменений метеорологических и гидрологических условий формирования склонового стока может базироваться на данных хроник и официальных правительственных сообщениях. Они, как правило, содержат информацию об экстремальных событиях. Согласно обобщениям этих данных [Борисенков и др., 1988; Кренке, 1995] для XVI, XVII и XIX вв. были характерны периоды с низкими уровнями половодий на реках, что указывает на низкий склоновый сток и смыв с пашни. Напротив, XVIII и XX вв. характеризовались периодами с аномально высокими половодьями, причем для XX в. на это указывают данные инструментальных наблюдений. Однако значимых изменений в суммарных годовых осадках в эти периоды не наблюдалось, что позволяет предположить сопоставимую повторяемость ливневых осадков высокой интенсивности.

До начала массовой распашки земель изменения противоэрозионной устойчивости почв были ничтожно малы. Различия между почвами были обусловлены темпами формирования гумусового горизонта — максимальными (0,4–0,45 мм/год) у черноземов и минимальными у дерново-подзолистых почв (0,1–0,2 мм/год) [Геннадиев и др., 1987]. Массовая распашка привела к усилению эрозии, трансформации водного режима, дегумификации почв и, как следствие, снижению их продуктивности. С конца XIX — начала XX вв. в восточной части Русской равнины содержание гумуса в почвах сократилось гораздо более значительно, чем в западной [Притулина, 1989], что объясняется более интенсивной эрозией в этом регионе.

Таблица 8.1

Изменение методов обработки земель* в различных регионах Русской равнины

Исторические сельскохозяйственные регионы	Начало распашки, века	Периоды, годы							
		до 1796	1796–1861	1861–1881	1881–1912	1912–1932	1932–1950	1950–1970	1970–1990
Нечерноземный	X–XII	1	3, 4	6, 8	6, 5	4, 6, 5	10, 8	10, 8	10, 8
Северо-западный	X–XII	1	1, 3	6, 3	6, 3	6, 5	10, 6	10, 8, 6	10, 8

Исторические сельскохозяйственные регионы	Начало распашки, века	Периоды, годы							
		до 1796	1796–1861	1861–1881	1881–1912	1912–1932	1932–1950	1950–1970	1970–1990
Северный	XII	1	1	1	3	4	4	10	10
Балтийский	X–XII	1	6, 3	6	6	6	6	6	10, 6
Западный	X–XII	1, 2	6, 3	4, 5	6, 5	6, 5	9	10, 9	10, 9
Североукраинский	X	2	3	4, 6, 3	4, 6, 3	5, 6	6, 9	6, 9	6, 9
Брянский	X–XII	1, 2	6, 3	5, 3	5, 3	5, 3	8, 9	9, 8	10, 9, 8
Среднеуральский	XVI	1	1, 3	3	3	3	9	10, 9	10
Центрально-Черноземный	XVII	2	3, 2	3, 2, 8	3, 8	3, 8	6, 9, 8	9, 8	9, 8
Средневолжский	XVI	2	3	3	3	7	7	7	9, 7
Харьковский	XVI	2	2, 3	2, 3	3, 8	3, 8	9, 8	9, 8	8, 9
Южный	XVII	—	2, 3	2, 3	3, 2	3, 2	7	7, 9	7, 9
Юго-восточный	XVIII	—	2	2	2	2, 3	7	7, 9	7

* 1 — чередование полей под паром; 2 — подсеčno-огневая; 3 — троеполье и пар; 4 — четырехполье и злаки; 5 — четырехполье и вспашка между культурами; 6 — сады и многополье; 7 — пар, злаки и многополье; 8 — вспашка между культурами и многополье; 9 — злаки, вспашка между культурами и многополье; 10 — злаки, кормовые и многополье.

Сельское хозяйство всегда было характерным видом деятельности восточных славян, что подтверждается массовым сведением лесов в лесной зоне, где их площади еще в конце XVI в. составляли 2,5–7% [Рожков, 1899]. Начиная с XVII в. началось массовое освоение земель лесостепной и степной зон Русской равнины (табл. 8.1) [Крохалев, 1960]. В лесной зоне пахотные земли начали постепенно сокращаться, и уже к началу XX в. площади лесов на юге лесной зоны уменьшились до 17–32% [Соболев, 1948]. Смытые почвы можно легко обнаружить под вторичными лесами в этих регионах. Наиболее значительный прирост пахотных земель связан с XVIII в., когда произошло массовое земледельческое освоение южных и юго-восточных частей Русской равнины (табл. 8.2).

Таблица 8.2

Динамика посевных площадей в 1696–1980 гг. на Русской равнине [Цветков, 1957; статистические ежегодники]

Исторические сельскохозяйственные регионов	Посевные площади, 10 ³ га, годы				
	1696	1796	1887	1950	1980
Нечерноземный	8032	10 637	10 261	8373	6943
Северо-западный	1944	3332	3153	1689	1845
Северный	488	1069	1376	1406	1300
Балтийский	1315	3871	4795	5224	4887
Западный	5036	8815	7799	6501	7045

Исторические сельскохозяйственные регионы	Посевные площади, 10 ³ га, годы				
	1696	1796	1887	1950	1980
Североукраинский	2617	4307	5536	4927	4174
Брянский	3225	7634	13 353	14 085	12 093
Среднеуральский	1632	4093	7525	5727	6833
Центрально-Черноземный	8066	13 238	18 429	16 505	16 988
Средневолжский	3798	6501	9720	8877	8999
Харьковский	597	1692	4062	3445	3373
Южный	471	4805	25 910	30 500	35 146
Юго-восточный	2188	8771	19 760	18 298	22 234
Всего	39 409	78 764	131 679	125 557	132 220

Вплоть до конца XVIII в. в земледелии наиболее широко использовалась трехпольная система. Начиная с первой половины XIX в. различные системы севооборотов стали применяться в зависимости от местных условий (см. табл. 8.1). Но большинство землепользователей продолжало чередовать пар с посевами озимых и яровых культур. После земельной реформы 1861 г. произошли радикальные изменения в сельском хозяйстве. Земли, принадлежавшие ранее землевладельцам, были разделены между крестьянами, но не на постоянной основе, а на 5, 10 или 12 лет с последующим чередованием земельных наделов между отдельными семьями в зависимости от численности семьи. Подобный подход привел к резкому расширению площади пахотных земель и усилению темпов смыва, так как расплывались даже крутые склоны и борта долин, при этом наделы были разделены межами, располагавшимися по длине склона, что провоцировало линейную эрозию. В связи с чередованием земель владельцы участков не были заинтересованы в сохранении плодородия почв. В то же время стали широко использоваться многопольные севообороты.

Площади пахотных земель быстро выросли к концу XIX в. (см. табл. 8.2), но существенно сократились во время Первой мировой войны. Начиная с 1928 г. в связи с коллективизацией произошло укрупнение полей. Одновременно стали использоваться для обработки тракторы.

С конца XIX в. началась массовая распашка юга степной зоны на нижней Волге, в Предкавказье, Предуралье и на нижнем Дону. Сокращение площадей пашни произошло в годы Великой Отечественной войны. Но уже к концу 1950-х гг. практически все целинные земли в степной зоне были освоены. Использование тяжелой сельскохозяйственной техники, ставшее повсеместным с 1950-х гг., способствовало переуплотнению почвы и усилению темпов смыва. Некоторое сокращение площадей пашни в лесной и лесостепной зонах, прежде всего из-за урбанизации, происходило вплоть до 1990 г. После распада СССР площади пашни резко сократились не только в лесной, но и в лесостепной и степной зонах [Литвин и др., 2010]. Однако в начале XXI в. постепенно (кроме лесной зоны) началось восстановление площадей пахотных земель; в лесной зоне их количество стабилизировались, но на существенно более низком по сравнению с 1990 г. уровне.

Сопоставление отображения пахотных земель на крупномасштабных топографических картах XVIII и XIX вв. позволило оценить динамику изменений уклонов и длин пахотных склонов. Вплоть до конца XVIII в. не рекомендовалось распахи-

вать даже очень пологие склоны. В лесной зоне наиболее широко обрабатывались южные склоны моренных холмов с уклонами 2–4°. В результате длина пахотных склонов не превышала 150–220 м. В лесостепной зоне с более контрастным рельефом протяженность пахотных склонов достигала 300–400 м, уклоны возрастали до 5–7°. При этом преимущественная распашка вдоль склонов способствовала развитию оврагов [Соболев, 1948]. Во второй половине XIX в. после реформы 1861 г. стали распахиваться даже склоны с уклонами 10–15°, но при этом из-за дробления полей на индивидуальные наделы длина пахотных склонов в лесостепи установилась на уровне 200–250, в степной — 300–350 и в лесной — 100–150 м. Подобная ситуация сохранялась вплоть до 1928 г., когда произошло укрупнение полей. Максимальных величин длины пахотных склонов в лесостепной и степной зонах достигли в 1950–1970 гг., когда здесь были распаханы склоны с уклонами до 10°, а длина склонов составила 400–500 м в лесостепной и 500–600 м в степной зонах. Наиболее длинные склоны до 1000 м были разделены на секции лесополосами.

Динамика темпов смыва на Русской равнине рассчитана по данным о современных темпах смыва и пересчете изменений ряда факторов, определяющих темпы смыва, во времени — площадей пашни, параметров пахотных склонов, осадков и землепользования. Это было сделано для основных сельскохозяйственных районов Русской равнины. Оценки темпов смыва на 1980 г. были сняты с карты эрозионно-опасных земель ЕТР [Белоцерковский, Добровольская и др., 1991]. Расчеты проводились для нескольких периодов и в обобщенном виде для крупных регионов по временным интервалам. Они представлены в табл. 8.3. Эти данные отражают общие закономерности изменений в темпах смыва. Основной закономерностью явилась связь темпов смыва с изменениями площади пашни в различных ландшафтных зонах. В 1696–1796 гг. наиболее плотно была заселена Нечерноземная зона, в связи с чем здесь наблюдались максимальные распашка земель и смыв почвы. Здесь выделяется два региона с наибольшими темпами смыва, один из которых расположен на западе — вокруг Москвы, другой на востоке — на средней Волге. Если на 94% пахотных земель в этот период суммарный слой смыва не превышал 10 см, то в этих регионах на 8–9% пахотных склонов потери почв составляли уже 10–20 см. Учитывая, что мощность гумусового горизонта дерново-подзолистых почв не превышает в ненарушенном состоянии 15–20 см, а темпы почвообразования под естественной растительностью — 2–3 см за столетие, подобные темпы смыва привели к формированию ареалов средне- и сильносмытых почв. В этот же период интенсивный смыв начался на юго-западе Русской равнины — в Молдавии.

Таблица 8.3

Изменения объемов смытой почвы и распределение сельскохозяйственных земель по мощности смытого слоя почвы на Русской равнине в XVII–XX вв.

Сельскохозяйственные регионы	Период, годы	Объем смытой почвы, 10^9 м^3	Площадь, 10^3 га, пахотных земель со слоем смыва, м					
			< 0,1	0,1–0,2	0,2–0,3	0,3–0,4	0,4–0,5	> 0,5 м
Центрально-Нечерноземный	1696–1796	5,86	8822	1387	427	—	—	—
	1696–1887	13,06	7677	2043	2001	1580	492	408
	1696–1980	15,89	7674	2044	1239	1262	45	456

Продолжение табл. 8.3

Сельскохозяйственные регионы	Период, годы	Объем смытой почвы, 10^9 м^3	Площадь, 10^3 га, пахотных земель со слоем смыва, м					
			< 0,1	0,1– 0,2	0,2– 0,3	0,3– 0,4	0,4– 0,5	> 0,5 м
Северо-западный	1696–1796	1,30	3000	255	78			
	1696–1887	3,45	2935	444	143	230	27	78
	1696–1980	3,92	2566	655	237	205	95	98
Северный	1696–1796	0,3	986	68	15			
	1696–1887	0,8	1128	136	88			
	1696–1980	1,4	1732	365	65			
Прибалтийский	1696–1796	0,57	3819	52				
	1696–1887	2,28	5024	471	226	—	50	
	1696–1980	3,53	4741	785	89	226		50
Западный	1696–1796	3,16	7574	1068	175			
	1696–1887	5,89	7760	1340	717	248		
	1696–1980	7,54	7696	1146	415	551	174	82
Северо-Украинский	1696–1796	0,73	4270	37				
	1696–1887	1,69	5327	255	38			
	1696–1980	3,24	4683	534	286	86	31	
Брянский	1696–1796	1,23	7431	203				
	1696–1887	5,61	11620	1531	203			
	1696–1980	13,21	9381	1853	2989	270		
Среднеуральский	1696–1796	0,85	4093					
	1696–1887	3,43	65577	948				
	1696–1980	7,03	5269	2673	336			
Центрально-Черноземный	1696–1796	2,58	12553	685				
	1696–1887	9,18	15849	2163	557	158		
	1696–1980	13,72	15104	2920	265	722	89	50
Средневожский	1696–1796	2,36	6126	309	66			
	1696–1887	6,91	7430	1768	311	140	35	36
	1696–1980	9,65	6543	2265	958	159	124	66
Харьковский	1696–1796	0,25	1703					
	1696–1887	1,36	4062					
	1696–1980	2,70	2958	1104	174			
Южный	1696–1796	0,04	4918					
	1696–1887	1,32	25910					
	1696–1980	12,83	33253	4709				
Юго-восточный	1696–1796	0,3	8771					
	1696–1887	1,22	19760					
	1696–1980	3,91	22235	163				

Сельскохозяйственные регионы	Период, годы	Объем смытой почвы, 10^9 м^3	Площадь, 10^3 га, пахотных земель со слоем смыва, м					
			< 0,1	0,1–0,2	0,2–0,3	0,3–0,4	0,4–0,5	> 0,5 м
Русская равнина в целом	1696–1796	19,53	74066	4064	761			
	1696–1887	56,21	121 059	11 099	2701	1870	212	522
	1696–1980	98,57	123 833	21 042	6052	3511	569	807

В XIX в. (1796–1887 гг.) максимальные потери почвы по-прежнему касались центра Нечерноземной зоны, где после 1861 г. произошло усиление эрозии из-за распашки очень крутых склонов. В результате в Московском регионе ареалы сильноносмытых почв (потери слоя свыше 10 см) составляли 40% от общей площади пашни на 1887 г. На 22% обрабатываемых земель было смыто за весь период распашки свыше 30 см почвы. В Средневолжском регионе более 10 см было смыто на 63% пашни и более 30 см — на 14%.

С началом массовой распашки Черноземной зоны, охватившей юг лесостепи и степь, образовалось два новых крупных региона интенсивного смыва: один из них — Молдавия, где было смыто более 10 см почвы на 29% пахотных земель, 10% потерь составили 20 см почвы; другой — Белгородская область, где на 30% обрабатываемых земель к концу XIX в. было смыто более 10 см почвы. Учитывая, что черноземы в естественном состоянии имеют гумусовый горизонт, достигающий 80–90 см, а темпы его формирования под естественной растительностью за 100 лет составили 4–4,5 см, подобные потери почв не были отражены в результатах почвенно-эрозионных съемок тех лет, так как укладывались в интервал естественной вариабельности мощности гумусового горизонта.

В течение XX в. (1887–1980 гг.) интенсивность смыва почв в Нечерноземной зоне существенно сократилась. Это произошло из-за того, что перестали распахиваться сильноэродированные участки и крутые склоны. Наиболее интенсивный смыв затронул юго-запад Русской равнины, где в Молдавии на 1980 г. на 65% пахотных земель было смыто свыше 20 см почвы, на 12% мощность смытого слоя превысила 30 см. В Центрально-Черноземном районе максимальные потери отмечены в районе г. Белгорода, где на 7% пашни было смыто свыше 30 см почвы. На севере лесостепи еще большие площади (22%) с аналогичным слоем смыва находятся в Тульской области. В это же столетие сформировалась новая область сильного смыва на юге, в Ставропольском крае.

В итоге суммарные потери почвы на Русской равнине постепенно нарастали и составили в 1696–1796, 1796–1887, 1887–1980 гг. соответственно $36,7 \cdot 10^9$, $36,7 \cdot 10^9$ и $42,5 \cdot 10^9 \text{ м}^3$. Быстрое нарастание темпов смыва в XIX в. обусловлено как общим приростом площади пашни, так и распашкой крутых склонов. В наибольшей степени деградировали почвы в Нечерноземной зоне, в особенности в центральной России и на Среднем Поволжье. Значительные потери почвы из-за эрозии произошли также на севере Черноземной зоны и на юго-западе равнины. Общий объем смытого материала с пахотных склонов на Русской равнине за весь период с XVIII по конец XX в. составил $98,6 \cdot 10^9 \text{ м}^3$.

В результате эрозии произошло существенное сокращение мощности почв, прежде всего горизонтов А + В₁. Например, мощность горизонта А + В₁ на неэродированных черноземах составляет 80–90 см на плоских приводораздельных пространствах Ульяновской области и 55–60 см на пологих склонах. Средняя мощ-

ность этих же горизонтов на слабо- и среднеэродированных черноземах по бортам ложбин составляет 30–40 см. Она снижается до 10–20 см в днищах эрозионных ложбин, густота которых составляет около 3 км/км² [Лидов и др., 1970]. На возвышенности Ергени в Волгоградской области на неэродированных каштановых почвах мощность горизонта А составляет 15–20 см; но на пахотных склонах он полностью смыт и поверхность почвы представлена горизонтом В₁ [Лидов, Орлова, 1970]. Детальное картирование смытых почв на ряде малых водосборов с черноземными почвами позволило оценить суммарный вынос и среднегодовой смыв за весь период сельскохозяйственного освоения (табл. 8.4).

Таблица 8.4

Потери почвы за период интенсивного освоения, установленные почвенно-морфологическим методом [Ажигиров, Добровольская и др., 1992]

Водосбор реки	Площадь, га	Доля пашни, %	Объем смыва, м ³	Слой смыва, мм/год	Регион
Ведуга	7034	70	4026	0,67	Воронежская область
Малый Кольшлей	11 775	75	19 017	1,26	Саратовская область
Горькая	9235	30	1863	0,23	Ставропольский край
Большая Погомка	22 420	72	10 477	0,52	Оренбургская область

Потери плодородного слоя почвы на интенсивно обрабатываемых землях также приводят к изменению микрофлоры и химического состава почв в связи с изменением их растительного покрова и водопроницаемости. Одно из важнейших изменений — дегумификация почв, которая приводит к уменьшению их продуктивности и противоэрозионной устойчивости.

8.1.2. Современная динамика эрозии почв на сельскохозяйственных землях России

Современная динамика эрозионно-аккумулятивных процессов на сельскохозяйственных землях наиболее значима для функционирования эрозионно-склоновой подсистемы ЭРС. На низких уровнях классификации эта подсистема подразделяется на сельскохозяйственную, пастбищную и т.д. подобно делению самого ведущего системообразующего процесса — эрозии почв [Арманд, 1956; Литвин, 2002].

Площадь пашни составляет лишь 7,10–7,55% территории России, а ее доля среди сельскохозяйственных угодий не превышает 58,5%. Однако интенсивные процессы смыва и перемещения его продуктов на пахотных склонах на два — три порядка превышают интенсивность эрозии во всех остальных типах фоновых угодий. Они не только оказывают существенное влияние на эрозионно-русловые системы высших рангов, но и преобразуют ландшафты в целом [Швебс, 1981]. Модули стока наносов с пахотных склонов на один — два порядка превышают модули стока речных наносов [Литвин, Зорина и др., 2008].

Двойственность генезиса (природный и антропогенный) обуславливает высокую скорость эволюции эрозионно-склоновой подсистемы и ее составляющих по сравнению с естественной. Время появления антропогенной эрозии — историческое, оно трудно сопоставимо с геологическим временем образования склонов

и продолжительностью развития эрозионных процессов в их пределах. Более того, только в последние 50–60 лет в земледелие России введены крупные технологические новшества: достигнута сплошная механизация обработки почв, внедрены севообороты, массовое внесение минеральных удобрений, стали применяться гербициды и пестициды. Все это привело к значимым изменениям почвозащитной способности агроценозов и противоэрозионной устойчивости почв, отразилось на интенсивности процессов эрозии пахотных земель. Сопоставимые по эрозионному эффекту и резкие изменения социально-экономических и технологических факторов ведения сельского хозяйства произошли на рубеже XX–XXI вв., когда существенно усилилась динамика природных факторов, прежде всего климатических и почвенно-климатических, что не могло не сказаться на самих эрозионных процессах на склонах и на их взаимосвязях с другими звеньями ЭРС. Особенно значительны изменения почвенно-климатических условий талой эрозии на европейской территории России, вызвавшие существенное снижение интенсивности смыва, особенно в лесостепной и степной зонах. Вероятно, через какое-то время это скажется на интенсивности стока речных наносов в периоды половодья и смещении на север границы преобладания ливневой эрозии почв. Менее ясен тренд эрозионного потенциала дождя.

Наступление нового периода повышенных температур воздуха [Клиге, 2006] почти полностью совпало во времени с началом реформ, преобразивших после 1990-х гг. социально-экономические отношения, а отчасти и технологические основы ведения сельского хозяйства по всей России. Наиболее значимыми последствиями социально-экономических реформ эрозионно-склоновой подсистемы оказались: 1) общее сокращение площади пахотных земель, т.е. вывод пашни из сельскохозяйственного оборота и ее трансформация в другие угодья (залежь, пастбища, сенокосы); 2) появление нового вида агрофона — незасеваемой пашни, или перелога; 3) изменения структуры посевных площадей и технологий обработки; 4) изменение пространственного распределения и взаиморасположения ареалов природно-антропогенных эрозионно-склоновых систем разных типов. Значимость первых трех последствий обусловлена сопутствующими существенными изменениями почвозащитной способности агроценозов (до порядка величины) и изменением противоэрозионной устойчивости почв. Последний фактор контролирует интенсивность процессов смыва через изменение морфометрических параметров рельефа и транспорта наносов на склонах через изменения шероховатости поверхности.

Трансформация пашни в другие виды сельскохозяйственных угодий или перевод ее в земли других категорий (несельскохозяйственного использования) является наиболее мощным фактором снижения интенсивности (вплоть до полного затухания) эрозионных процессов на этих землях. Учитывая резкое снижение пастбищных нагрузок при снижении поголовья скота, можно предполагать, что интенсивность смыва в таких системах теперь близка к темпам эрозии под естественной растительностью. Сокращение пахотного клина, начавшееся вскоре после освоения целинных и залежных земель в 1950–1960-е гг., а в некоторых регионах лесной зоны и гораздо раньше, ускорилось с началом реформ 1990-х гг. Площади пашни в России с 1990 по 2007 г. сократились на 10,7 млн га, т.е. на 8,1%, из которых 39,1 и 44,6% трансформировались в естественные кормовые угодья и залежь соответственно [Государственный доклад..., 2008]. В 2007–2010 гг. в динамике изменений площади сельскохозяйственных угодий в составе земель сельскохозяйственного назначения наблюдаются незначительные колебания.

По данным Росреестра, площадь пашни за этот период сократилась на 0,2 тыс. га [Доклад о состоянии..., 2011]. Площадь залежей увеличилась в 15 раз (до 5,14 млн га). Половина этих земель находится в залежи уже более 10 лет, почвозащитная способность восстанавливающейся здесь естественной растительности достигла первоначальной, а интенсивность смыва снизилась на один — три порядка. В последние годы динамика этих явлений несколько замедлилась (табл. 8.5).

Таблица 8.5

Изменение площадей пашни и агрофонов на землях сельскохозяйственного использования России за 1980–2010 гг.

Пашня, агрофоны	Площади пашни и агрофонов (в числителе — тыс. га, в знаменателе — изменение площади, %, по отношению к предыдущему периоду)							
	Годы							2010 г. к 1980 г., %
	1980	1985	1990	1995	2000	2005	2010	
Пашня	134 321	$\frac{133\ 663}{-0,5}$	$\frac{131\ 800}{-1,4}$	$\frac{127\ 600}{-3,2}$	$\frac{120\ 851}{-5,3}$	$\frac{116\ 796}{-3,4}$	$\frac{115\ 479}{-1,1}$	-14,2
Посевная площадь	124 815	$\frac{119\ 121}{-4,6}$	$\frac{117\ 705}{-1,2}$	$\frac{102\ 840}{-12,9}$	$\frac{85\ 419}{-16,7}$	$\frac{77\ 478}{-9,3}$	$\frac{75\ 188}{-3,0}$	-39,3
Чистые пары	9506	$\frac{14\ 542}{52,9}$	$\frac{13\ 808}{-5,0}$	$\frac{17\ 383}{25,9}$	$\frac{18\ 042}{3,8}$	$\frac{14\ 895}{-17,4}$	$\frac{14\ 660}{-1,6}$	54,2
Незасеваемая пашня	0	0	287	7677	17 390	24 423	25 631	—

Осредненные по пятилеткам данные демонстрируют односторонний снижающийся тренд площади пашни для всего периода в целом. Особенно резко сокращение произошло с 1990 по 2005 гг. — на 3,2; 5,3 и 3,4% в каждую пятилетку. В последнюю пятилетку падение несколько замедлилось, составив 1,3 млн га. В целом за 20 лет площадь пашни сократилась на 14,2%, или на 18,8 млн га. Аналогичная динамика характерна и для ежегодного изменения площадей пашни с более выраженными признаками стабилизации в последние годы.

Интенсивные способы земледелия отличались двумя типами агрофонов с различными по почвозащитным свойствам агроценозами, включенными в единый севооборот — посевными площадями и паром с регулярной неоднократной обработкой. В пореформенный период снижение площади посевов происходило синхронно со «сжатием» пахотного клина, но превосходящими темпами. К 2010 г. падение составило 39,3% от посевов 1980 г. Довольно динамично изменялись и площади пара, которые увеличились к 2000 г. в 2 раза, достигнув максимума в 18 042 тыс. га; затем они стали медленно снижаться вплоть до дореформенного уровня (1985 г.) [Российский..., 2001]. Возможны две не исключающие друг друга причины таких изменений: во-первых, несколько увеличились площади посевов озимых культур, частым предшественником которых являются пары; во-вторых, что главное, часть незасеянных площадей фиксировалась статистикой как пар.

Разность между общей площадью пашни и суммой площадей посевов и пара дает количественную характеристику распространения «нового» третьего типа агрофона — незасеваемая пашня, называемого в современной литературе также заброшенными или неиспользуемыми землями [Крючков, 2004]. Незасеваемая пашня — это пашня, не обрабатываемая в течение двух и более лет. Такая пашня быстро зарастает сначала сорной, а затем и зональной растительностью. В этом

случае по своим почвозащитным свойствам она мало или совсем не отличается от естественных кормовых угодий. В то же время заброшенные земли продолжают официально числиться пашней, а при изменении экономической конъюнктуры или при смене владельцев они могут быть либо заново «освоены», либо переведены в залежь, которая учитывается уже как особая категория сельскохозяйственных угодий. Почвозащитную способность ценозов незасеваемой пашни в первые несколько лет следует приравнять к многолетним травам, а в дальнейшем к почвозащитной способности растительности залежей. Динамика площадей незасеваемой пашни синхронна, но гораздо более выражена, чем снижение посевных площадей: доля этого агрофона, составлявшая в 1990 г. лишь 0,2% площади пашни, к 2010 г. возросла до 22,2%, или 25,6 млн га (см. табл. 8.5).

Сокращение площади пашни и посевных площадей, трансформация пашни в пастбища, сенокосы и залежь, обуславливающие существенное снижение интенсивности мобилизации и транспорта склоновых наносов, затронули все регионы сельскохозяйственной зоны России, но по-разному в зависимости от ландшафтных и хозяйственных условий, создающих территориальные различия (табл. 8.6), которые устанавливаются уже при анализе статистических данных о площадях пашни и основных агрофонах, осредненных по сетке экономических районов страны. Такая природно-экономическая дифференциация территории существовала в первой половине рассматриваемого периода и была в гораздо большей степени согласована с ландшафтно-зональным делением [Природно-сельскохозяйственное..., 1984], чем при делении России на федеральные округа.

Таблица 8.6

Динамика площадей пашни и агрофонов на землях сельскохозяйственного использования в экономических регионах Российской Федерации за 1980–2010 гг.

Экономический район	Агрофоны, пашня	Площадь агрофонов, тыс. га				
		Годы				
		1990	1995	2000	2005	2010
Северный	Пашня	1365,0	1357	1260,9	1155,9	1107,6
	Посевы	1318,3	1223,5	1049,2	783,5	642,2
	Незасеваемая пашня	47,3	133,5	211,7	376,4	465,4
	Незасеваемая пашня, %	3,5	9,8	16,8	32,5	42,0
Северо-Западный	Пашня	1855,0	1802,4	1666,0	1546,9	1520,0
	Посевы	1790,2	1470,2	1182,7	839,2	707,4
	Незасеваемая пашня	58,8	332,2	483,3	707,7	812,6
	Незасеваемая пашня, %	3,2	18,4	29,0	45,7	53,5
Центральный	Пашня	14 547,0	14 138,0	13 350,3	12 781,0	12 544,3
	Посевы	13 735,9	11 751,7	8947,1	7026,0	6305,2
	Незасеваемая пашня	811,1	2386,3	4403,2	5755,0	6239,1
	Незасеваемая пашня, %	5,6	16,9	33,0	45,0	49,7

Продолжение табл. 8.6

Экономический район	Агрофоны, пашня	Площадь агрофонов, тыс. га				
		Годы				
		1990	1995	2000	2005	2010
Волго-Вятский	Пашня	7544,6	7323,3	6924,4	6683,3	6444,7
	Посевы	6789,2	5894,9	5119,6	4087,5	3615,6
	Незасеваемая пашня	755,4	1428,4	1804,8	2595,8	2829,1
	Незасеваемая пашня, %	10,6	19,5	26,1	38,8	43,9
Центрально-Черноземный	Пашня	10 777,0	10 580,1	10 216,2	10 116,9	10 171,2
	Посевы	10 008,4	9013,1	7516,6	6965,1	7581,5
	Незасеваемая пашня	768,6	1507,0	2699,6	3151,8	2595,7
	Незасеваемая пашня, %	7,1	14,8	26,4	31,2	25,5
Поволжский	Пашня	24 669,1	24 225,2	23 161,8	22 500,0	22 491,2
	Посевы	21 188,5	18 481,7	14 459,0	13 713,0	13 586,2
	Незасеваемая пашня	3480,6	5743,0	8702,8	8787,0	8905,0
	Незасеваемая пашня, %	14,1	23,7	37,6	39,1	39,6
Северо-Кавказский	Пашня	16 027,8	15 659,0	15 161,8	15 406,7	15 462,4
	Посевы	14 428,4	12 981,5	11 537,6	11 719,2	12 201,5
	Незасеваемая пашня	1599,4	2678,1	3624,2	3687,5	3260,9
	Незасеваемая пашня, %	10,0	17,1	23,9	23,9	21,1
Уральский	Пашня	22 439,4	22 040,8	20 910,5	19 640,1	19 277,5
	Посевы	20 070,3	17 774,0	15 382,8	13 048,8	13 370,9
	Незасеваемая пашня	2369,1	4266,8	5527,7	6591,3	5906,6
	Незасеваемая пашня, %	10,6	19,4	26,4	33,0	30,6
Западно-Сибирский	Пашня	19 514,4	19 084,2	18 342,8	17 815,2	17 665,0
	Посевы	17 418,6	15 598,7	13 871,6	13 186,8	12 885,9
	Незасеваемая пашня	2095,8	3485,5	4471,2	4228,3	4779,1
	Незасеваемая пашня, %	10,7	18,3	24,4	26,0	27,1
Восточно-Сибирский	Пашня	9478,7	8133,8	7153,5	6611,7	6235,3
	Посевы	7642,7	5918,4	3940,5	3061,9	2760,7

Экономический район	Агрофоны, пашня	Площадь агрофонов, тыс. га				
		Годы				
		1990	1995	2000	2005	2010
	Незасеваемая пашня	1836,0	2215,4	3213,0	3549,8	3474,6
	Незасеваемая пашня, %	19,4	27,2	44,9	53,7	55,7
Дальневосточный	Пашня	3191,9	2896,2	2350,3	2180,0	2209,0
	Посевы	2892,4	2083,4	1406,0	1179,5	1382,9
	Незасеваемая пашня	299,5	812,8	944,3	1000,5	826,1
	Незасеваемая пашня, %	9,4	28,1	40,2	45,9	37,4

Максимальное сокращение пахотного клина за период с 1980 по 2010 г. произошло в Восточно-Сибирском (на 3,2 млн га) и Дальневосточном экономических районах — на 32,7 и 33,6% соответственно. Наименее сократились пашни Центрально-Черноземного и Северо-Кавказского районов — на 6,6 и 7,6% за те же 20 лет. Значительно уменьшилась пашня в Северо-Западном и Центральном районах (17,0 и 18,8%), площадь которой составляла более 12% от общероссийской.

Согласно данным табл. 8.6, наиболее масштабные трансформации произошли в экономических районах с неблагоприятными условиями сельскохозяйственного производства и транспортных коммуникаций, а также с ускоренной убылью населения. Это административные области в среднетаежной зоне ЕТР, на юге Восточной Сибири и Дальнем Востоке с неблагоприятными климатическими условиями, а также новоосвоенные (в 1950–1960-е гг.) территории сухих степей, например, левобережье Волги в Волгоградской области, где земледелие было малорентабельным с самого начала.

Аналогичную картину представляет географическое распределение доли незасеваемой пашни, которая по величине превосходит убыль пашни — в наиболее благополучном Северо-Кавказском экономическом районе убыль пашни составляет несколько процентов, тогда как площадь незасеваемой пашни увеличилась вдвое. В целом распределение последней менее дифференцировано — она максимальна в Северо-Западном и Дальневосточном районах (53–56% от площади пашни в 2010 г.), минимальна в Северо-Кавказском и Центрально-Черноземном районах (21–26%), т.е. там, где минимальна общая убыль пашни. Высок процент незасеваемой пашни во всех районах таежной зоны ЕТР. Даже в наиболее густонаселенном Центральном районе она составляет более половины пахотного клина (см. табл. 8.6).

Социально-экономические перемены повлияли на структуру посевов — перестали соблюдаться севообороты, региональная номенклатура культур упростилась, в таежной зоне увеличилась доля многолетних трав, что привело к изменениям в общей почвозащитной способности региональных агроценозов. Показателем последней является агроэрозионный индекс ценоза — фактор $C_{ф.агр}$ в модернизированной модели эрозии USLE [Ларионов, 1993]. Мерой $C_{ф.агр}$ служит отношение смыва со склона под конкретной культурой к смыву с пашни под паром при прочих равных условиях, т.е. величина индекса обратно пропорциональна почвозащитной

способности. Отдельно оцениваются индексы для талого ($C_{ф.агр_t}$) и дождевого стока ($C_{ф.агр_d}$). Величина индекса при дождевом стоке каждой культуры зависит от специфики обработки почвы, биологических свойств культуры (проективное покрытие, подземная биомасса) и сочетаний стадии развития культур с внутригодовым распределением эрозионного потенциала осадков. Аналогично рассчитывается и агроэрозионный индекс при талом стоке ($C_{ф.агр_t}$) с той разницей, что значение частных индексов принимается одинаковым для всей территории России, а их величины при отвальной вспашке равны 1,0 для зяби и пара (при плоскорезной 0,5), 0,5 для озимых зерновых и 0,01 для многолетних трав.

В табл. 8.7 приведены данные о пространственно-временном изменении почвозащитной способности агроценозов (агроэрозионные индексы, средневзвешенные по площадям посевов) в основных природно-сельскохозяйственных зонах, границы которых определены по карте [Природно-хозяйственное..., 1984]. Расчет агроэрозионных индексов для структуры посевных площадей в 2010 г. для каждой административной единицы (области, республики) выполнен по материалам Федеральной государственной службы статистики (<http://www/gks.ru>). База статистических данных содержит сведения о посевных площадях сельскохозяйственных культур как в целом по России, так и по отдельным административным единицам (федеральным округам, республикам, краям, областям). Но в этих источниках отсутствуют данные о площади чистых паров, которые необходимо учитывать при оценке агроэрозионного индекса пашни в целом. Лишь в «Российском статистическом ежегоднике» [2011] приводится общая площадь паров для России — 14,66 млн га. Для распределения площади паров по административным единицам использовались литературные источники [Антонов, 2009; Муромцев, Семенов и др., 2011; Плескачев и др., 2013; Смелянский, 2012].

Таблица 8.7

Динамика почвозащитной способности агроценозов в природно-сельскохозяйственных зонах России

Регионы, ландшафтные зоны	Агроэрозионный индекс дождевого стока $C_{ф.агр_d}$			Агроэрозионный индекс талого стока $C_{ф.агр_t}$		
	1980 г.	2010 г.	+/-, %	1980 г.	2010 г.	+/-, %
Европейская часть	0,37	0,40	8,1	0,74	0,77	4,1
Северная и среднета- ежная зона	0,21	0,19	-9,5	0,65	0,45	-30,7
Южнотаежная зона	0,27	0,22	-18,5	0,66	0,52	-21,2
Лесная зона в целом	0,26	0,22	-15,4	0,66	0,51	-22,7
Лесостепная зона	0,37	0,40	8,1	0,77	0,80	3,9
Степная зона	0,43	0,45	4,6	0,75	0,82	9,3
Сибирь	0,32	0,35	9,4	0,76	0,88	15,8
Лесная зона	0,30	0,36	20,0	0,81	0,87	7,4
Лесостепная зона	0,32	0,34	6,3	0,76	0,87	14,5
Степная зона	0,32	0,35	9,3	0,74	0,89	20,2

В целом по сельскохозяйственной зоне России почвозащитная способность агроценозов мало изменилась в отношении как ливневой эрозии (снижение на 8,1%

на ЕТР и на 9,4% в Сибири), так и эрозии при снеготаянии (снижение на 4,1% в ЕТР и на 15,8% в Сибири). По России соотношение долей площадей пашни, занимаемой группами культур, однотипных по своей почвозащитной способности, почти не изменилось. Более заметна внутрирегиональная дифференциация. Максимальный рост почвозащитной способности произошел в лесной зоне ЕТР — на 15,4% при ливневой и 22,7% при талой эрозии. Для природных зон сибирского сектора характерно незначительное снижение почвозащитной способности агроценозов. Внутризональная дифференциация выражена еще ярче, иногда до смены знака. Так, в пределах лесной зоны ЕТР (в Мурманской области и Карелии) почвозащитная способность при ливневом стоке снизилась на 76 и 29% соответственно, а в остальных областях повысилась на 16–50%. Естественно, динамика индекса $S_{ф,агр}$ объясняется изменением структуры посевов обрабатываемой пашни. В лесной зоне ЕТР увеличилась доля многолетних трав с очень высокой среднегодовой почвозащитной способностью. В частности, в последние десятилетия в южно-таежной лесной зоне ЕТР произошло увеличение доли посевов кормовых культур, среди которых многолетние травы — культуры с круглогодичной очень высокой почвозащитной способностью заняли 87%. В лесостепной зоне в этот же период увеличение площадей, занятых многолетними травами, было относительно небольшим при уменьшении площадей однолетних трав и пропашных культур [Крючков, 2004]. Доля пропашных эрозионноопасных культур (картофеля, кукурузы) снизилась (в целом по России в 1,4 раза). Противоположная, менее выраженная тенденция в степных районах показала небольшое снижение почвозащитной способности.

Таким образом, углубление специализации сельскохозяйственной отрасли, упрощение структуры агроценозов в рамках крупных хозяйств не вызвали коренного изменения почвозащитной способности агроценозов земель сельскохозяйственного назначения. Однако на отдельных территориях такие изменения заметно сказались на интенсивности процессов эрозии пахотных земель.

Происшедшие изменения сказываются на эрозионных характеристиках наиболее консервативных их элементов — рельефе и почве. При этом речь идет не о рельефе в целом, а именно о рельефе пашни с его специфическими характеристиками и свойствами [Литвин, 2002]. Характеристики рельефа пашни (длина и крутизна склонов, форма и площадь склоновых водосборов) определяются не только особенностями «материнского» рельефа, но и социально-экономическими условиями и технологией земледелия. Укрупнение землевладений и механизация обработки в послевоенные годы привели к увеличению площади полей (длины линий стока и площади водосборов) и в то же время к выводу из пашни наиболее крутосклонных, зачастую эродированных земель и межовражных мелкоконтурных участков, которые стало невыгодно обрабатывать [Ткаченко, 1956]. Подобные тенденции с той же экономической основой были характерны и для первых лет реформ 1990-х гг. Однако затем смена собственников приняла столь масштабный размах, что забрасывались целые массивы и землевладения, что в региональном разрезе ослабило связь с характеристиками рельефа. В лесной зоне с самого начала забрасывались мелкоконтурные и отдаленные от населенных пунктов массивы пашни.

Пространственные распределения рельефа и почв тесно связаны. Поэтому изменения в рельефе пашни влекут за собой взаимосвязанные изменения как эрозионных характеристик пахотных почв, так и их структуры. В региональном аспекте гораздо большее значение в новых экономических условиях, в частности при недо-

статке минеральных удобрений и дорогим горючим, имеет уровень естественного плодородия почв. Приведенные данные свидетельствуют об относительно большей трансформации пашни в зоне дерново-подзолистых и сходных с ними по бонитету почв. Здесь же часто забрасываются и благополучные в эрозионном отношении, но переувлажненные земли. В целом на региональном уровне из-за отсутствия массового фактического материала в настоящее время трудно оценить влияние трансформации пахотных земель на динамику эрозионного потенциала рельефа и противоэрозионную стойкость почв. Исследования распределения эрозионного потенциала рельефа на территории типичного района в лесостепной зоне показало снижение эрозионного потенциала рельефа пахотных земель на 6–7%. Величина его положительно коррелирует с долей залежей и незасеваемой пашни. В то же время в среднетаежной зоне (Весьегонский район Тверской области) наибольшая доля заброшенных земель располагается на плоских пространствах Молого-Шекснинской равнины с бедными песчаными почвами.

Таким образом, преобладающими факторами пореформенной динамики эрозионных процессов, сложившимися на рубеже XX–XXI вв., влияние которых в настоящее время можно оценить, являются сокращение площади пашни, трансформация пашни в более эрозионно безопасные угодья и отчасти изменения почвозащитной способности агроценозов. При этом анализ статистического материала показывает, что региональный уровень недостаточен для оценки причин динамики эрозионных процессов [Литвин и др., 2012]. Но и на более подробном уровне анализ приходится проводить в рамках административных структур, поскольку только для административных единиц имеются статистические данные земельного учета (табл. 8.8).

Таблица 8.8

Изменение площади пашни, интенсивности смыва и массы смываемой почвы в экономических районах за период 1980–2010 гг.

Экономический район	Площадь посевов и чистых паров, тыс. га	Интенсивность смыва, т/га.год	Масса смывой почвы тыс. т	Площадь посевов и чистых паров, тыс. га	Интенсивность смыва, т/га.год	Масса	Изменения к 1980 г., %	
							площади посевов и чистых паров	масса смывой почвы
1980 г.			2010 г.					
Калининградская область	384,2	1,9	730	159,2	3,2	509,8	–58,6	–30,1
Северный	1299,7	6,3	8207,0	681,5	4,6	3157,1	–47,6	–61,5
Северо-Западный	1845,1	4,6	8447,2	755,5	2,6	1949,7	–59,0	–76,9
Волго-Вятский	7599,8	8,4	63 472,2	4065,8	7,1	28 912,9	–46,5	–54,4
Центральный	14 715,3	5,0	73 486,9	7059,7	4,3	30 082,6	–52,0	–59,1
Центрально-Черноземный	10 831,5	3,1	33 874,6	9483,5	3,7	34 656,3	–12,4	–2,3
Поволжский	24 819,6	2,5	62 588,3	17 020,0	3,1	52 167,8	–31,4	–16,6

Экономический район	Площадь посевов и чистых паров, тыс. га	Интенсивность смыва, т/га·год	Масса смывтой почвы тыс. т	Площадь посевов и чистых паров, тыс. га	Интенсивность смыва, т/га·год	Масса	Изменения к 1980 г., %	
							площади посевов и чистых паров	масса смывтой почвы
1980 г.				2010 г.				
Северо-Кавказский	16 394,8	6,5	105 938,9	15 262,6	7,5	113 791,5	-6,9	7,4
Уральский	22 459,3	4,0	89 012,8	15 579,9	3,1	48 543,9	-30,6	-45,4
Западно-Сибирский	19 534,6	1,3	26 355,0	15 048,4	1,6	24 134,8	-23,0	-8,4
Восточно-Сибирский	9567,5	8,1	77 926,1	3250,2	7,0	22 732,3	-66,06	-70,8
Дальне-Восточный	2827,9	6,0	16 931,3	1383,0	8,2	11 364,7	-51,1	-32,9
Российская Федерация	132 279,3	4,3	566 970	89 749,2	4,1	372 004	-32,2	-34,4

Эрозионный эффект реформ конца XX в. был рассчитан по методике, разработанной на основе модернизации моделей USLE и ГГИ [Ларионов, 1993] для территорий всех областей и республик России. При расчетах не учтены изменения природных факторов, поскольку оценка тренда эрозионного потенциала дождя нуждается в более длинных наблюдениях, а создание общероссийской базы данных эрозионного потенциала рельефа пореформенного периода затруднено отсутствием первичных картографических материалов — новых карт землепользования. Поэтому приходится ограничиваться пашнями земель сельскохозяйственного назначения, поскольку сведения о способах хозяйствования и степени трансформации в другие угодья 5,5 млн га пашни (около 4% от всей пашни 1980 г.), переведенной в несельскохозяйственные категории, отсутствуют. Перемены в интенсивности земледельческой эрозии и объемы почвы, ежегодно смываемые с пахотных склонов по экономическим районам, представлены в табл. 8.8, которая демонстрирует повсеместную убыль массы мобилизованного почвенного субстрата на обрабатываемых землях (посевы + пар). Общее снижение объемов смыва в сельскохозяйственной зоне ЕТР составляет 29%, а в целом по России — 34%, что объясняется главным образом общей убылью площади обрабатываемых земель и изменениями агроэрозионных индексов. Величины этих эффектов тесно связаны с ландшафтными зонами, что выражается в росте почвозащитной способности в лесной зоне ЕТР и Сибири и ее снижении в лесостепной и степной зонах.

Изменения интенсивности эрозии, обусловленной вариацией агроэрозионного индекса культур, также привязаны к ландшафтно-хозяйственным условиям. На обрабатываемой пашне лесной зоны ЕТР произошло значительное снижение интенсивности эрозии, а в степной зоне — ее заметный рост. В Сибири картина обратная — при ее общем снижении с 3,3 до 2,6 т/га в год отмечается стабильность в лесной зоне и резкое падение в южных районах. Несмотря на это, баланс массы,

удаляемой с пахотных склонов почвы, повсеместно отрицателен, кроме степной зоны ЕТР, где отмечается его рост — около 3%.

Полученные данные свидетельствуют о большой пространственной неоднородности происшедших изменений в функционировании эрозионно-склоновых подсистем по экономическим районам. В Поволжском экономическом районе — в Калмыкии и Татарстане убыль площадей обрабатываемых земель составила 65 и 14%, снижение смыва — 60 и 12% соответственно. Такие контрасты характерны и для лесной зоны — убыль обрабатываемой пашни и снижение объемов смывтой почвы (45%) в 2 раза ниже в Ленинградской области, чем в Псковской и Новгородской областях (85%), что трудно обосновать неэкономическими причинами. В Центральном экономическом районе картина более однородна и объяснима с точки зрения влияния природных причин — здесь наименьшими снижениями площадей и объемов смыва отличаются области с более плодородными почвами — Брянская, Тульская и Орловская.

Таким образом, масса ежегодно смываемой с пахотных склонов почвы снизилась в ЕТР приблизительно на 40%, в Сибири — на 56% по отношению к 1990-м гг. Оценка влияния на территориальное распределение величин снижения смыва почв за счет самой эрозии затруднительна. Сопоставление долей снижения смыва с эродированных пахотных почв (по экономическим районам) показывает отсутствие, а чаще отрицательную корреляцию между этими двумя показателями. Доля потенциально эрозионноопасных земель для районов зоны дерново-подзолистых почв имеет тесную и довольно высокую корреляцию с долей заброшенной пашни, тогда как для черноземных областей такая корреляция мала или недостоверна.

Приведенный анализ динамики природных и антропогенных факторов эрозии почв на пахотных землях показал, что в пореформенный период конца XX в. для большинства из них характерен ясно выраженный тренд снижения смыва. Скорость изменения наиболее значимых «антропогенных» факторов эрозии очень быстро увеличивалась вплоть до конца первого десятилетия XXI в., а затем заметно снизилась и стабилизировалась. В ландшафтах произошли резкие изменения соотношения эрозионно-склоновых систем с различной долей влияния антропогенных факторов, а следовательно, и с разнопорядковой интенсивностью стока воды и смыва почв. При различных видах изменений хозяйственного использования происходят специфические для каждого вида использования изменения структуры эрозионно-склоновых подсистем, заключающиеся в изменении формы склоновых водосборов — разрыве их целостности (фрагментации), их искусственном объединении, изменении направления стока, сопровождаемом изменением длины и крутизны склонов.

8.2. ЭВОЛЮЦИЯ ОВРАЖНО-БАЛОЧНОЙ ПОДСИСТЕМЫ ПРИ ХОЗЯЙСТВЕННОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЗЕМЕЛЬ И УРБАНИЗАЦИИ

8.2.1. Эволюция овражно-балочной сети за период земледельческого освоения

Выявленные стадии нарастания потерь почвы при развитии плоскостного и ручейкового смыва прослеживаются также при оценке динамики овражной эрозии. На основе хроник XII–XIV вв. и земельных описей XV–XVII вв. С.С. Соболев [1948] показал сильную линейную эрозию в городах и деревнях лесной зоны. Л.А. Морякова [1988] определила возраст более чем 500 оврагов на юге Нечерноземной зоны на основе использования содержания углерода в молодых почвах, формирующихся на бортах оврагов. Согласно этим данным [Косов, Зорина и др.,

1982; Сидорчук, 1995] можно выделить пять временных интервалов развития овражной эрозии в Нечерноземье с максимумом в период 1730–1860 гг., когда сформировалось около 40% оврагов (табл. 8.9).

Таблица 8.9

**Основные стадии развития овражной эрозии на юге Нечерноземной зоны
[Морякова, 1988]**

Период, годы	Доля оврагов, сформировавшихся в период, %	Объем оврагов в 1970 г. (10^6 м^3)
1970–1910	9,0	16,5
1910–1860	24,2	44,4
1860–1730	40,4	74,2
1730–1600	21,2	38,9
1600–1500	5,2	9,5

Период наиболее интенсивного оврагообразования в лесостепной зоне пришелся на вторую половину XX в. В. Масальский [1897] на основе специально подготовленного опросника жителей Черноземной зоны дал полную и объективную картину распространения оврагов в этом регионе, установил, что наиболее интенсивно рост оврагов происходил на территориях с наиболее ранним освоением — в Курской и Тульской губерниях. Два других периода активного роста новых оврагов выявлены в лесостепной и степной зонах в конце XIX — начале XX вв. Во многом эти и последующие периоды усиления овражной эрозии в середине XX в. были обусловлены распашкой новых, ранее не обрабатываемых земель. В ряде регионов усиление линейной эрозии произошло при возобновлении распашки после Великой Отечественной войны. В целом для второй половины XX в. характерны отчетливая тенденция постепенного сокращения темпов роста существующих оврагов и резкое уменьшение образования новых. Согласно результатам мониторинговых наблюдений скорости отступления вершин оврагов повсеместно снизились в 2–3 раза к концу XX в. по сравнению с его серединой. В то же время вплоть до настоящего времени важным источником наносов в реках являются донные овраги, развивающиеся в днищах сухих долин или балок.

Таким образом, сельскохозяйственное освоение территорий явилось главным условием формирования, активизации и затухания овражной эрозии, которая есть закономерный и неизбежный результат земледелия. Кроме того, для лесной и лесостепной зон важным фактором стало сведение лесов и превращение бывших лесных территорий в пахотные земли. Европейская часть России на протяжении двух с половиной веков потеряла почти треть своих лесов, а ее лесистость, равная в конце XVII в. 52,7%, к 1914 г. снизилась до 35%. По отдельным бывшим губерниям этот показатель сильно колеблется. Например, в 1914 г. площадь леса в Тульской губернии составляла 7,8%, в Самарской — 7,5%, в Воронежской — 7,4%, в Курской — 6,2%, в Пензенской, Орловской, Тамбовской губерниях — 16%, тогда как в Московской, Калужской, Тверской, Псковской — 24–26% от общей площади. В северных районах доля лесистости равнялась от 50 до 75%.

Среди различных форм сельскохозяйственного использования территории наиболее оврагоопасной является распашка земель, особенно на склонах, где уничтожение естественной растительности, систематическое рыхление почв и плужные борозды (напаши) создают благоприятные условия для появления оврагов. В лесо-

степной и степной зонах ЕТР, где пашня в целом занимает до 50% всей площади, а в некоторых районах до 80%, что во много раз превышает площадь, занятую другими угодьями, большая часть оврагов антропогенного происхождения возникла в результате распашки [Цветков, 1957; Арманд, 1956; Миронова, 1971; Ковальчук, 1981; Гайворон, 1983].

В конце XIX в. земельные области европейской территории России были охвачены засухами. Одной из причин иссушения почв и обмеления рек было появление густой сети оврагов, быстро развивающихся в результате истребления лесов и распашки эрозионно-опасных земель. Ущерб сельскому хозяйству от оврагов был настолько очевиден, что за этим последовали ходатайства многих земств об укреплении оврагов. Земельными органами России в 1912 г. были опубликованы данные о количестве оврагов, требующих первоочередного закрепления, заявленные по 22 губерниям ЕТР [Костяков, 1925]. В заявки включались наиболее крупные и активные овраги длиной от 100 до 300 м. В этот период начались лесные посадки для укрепления оврагов. Облесение производилось в основном в верховьях растущих оврагов, их отвершках и на приовражных землях. К 1912 г. площади пашни почти во всех губерниях стабилизировались, в ряде случаев даже сократились, достигнув максимума в 1880–1890-х гг.; лишь в некоторых случаях они незначительно возросли.

Для оценки происхождения и динамики современных оврагов как следствия земельного освоения (распашки) территории европейской России [Косов и др. 1975, 1982] были использованы следующие данные: площадь пашни на фиксированный момент времени [Яцунский, 1961], количество деятельных оврагов на конкретный момент времени, примерный максимум и минимум их длины [Костяков, 1925; Козменко, 1954], средняя скорость роста оврагов [Козменко, 1954; Косов 1970], предельная длина преобладающей части оврагов [Козменко, 1954], количество оврагов, подсчитанное по карте плотности, на которой были учтены все овраги длиной более 150 м [Косов, Константинова, 1970].

Анализ полученных данных показал, что большинство оврагов, заявленных для закрепления в 1912 г., возникло и развивались в 1760–1860 гг., так как только к 1912 г. они могли быть активными и иметь длину 100–300 м в зависимости от скорости их роста. Поскольку пашня занимает на рассматриваемой территории основную часть площади, было принято, что подавляющее большинство оврагов появилось в результате распашки и увеличивалось пропорционально росту площади пашни, точнее ее приросту за счет освоения земель.

Для расчета роста количества оврагов в зависимости от увеличения пашни был введен коэффициент K , рассчитываемый по формуле

$$K = \frac{n_{\text{овр}}}{\Delta F_{\text{п}}}, \quad (8.1)$$

где $n_{\text{овр}}$ — количество оврагов, заявленных для закрепления; $\Delta F_{\text{п}}$ — прирост пашни с 1760 по 1860 гг.

С его учетом по 18 губерниям Центра ЕТР был проведен подсчет количества современных антропогенных оврагов длиной от 100 до 300 м, построены графики, на которых показана динамика площади пашни и расчетное количество оврагов. Количество оврагов, полученное расчетным путем, сопоставлялось с их количеством, определенном по карте плотности оврагов [Косов, Константинова, 1970]. Анализ полученных данных показал, что территории лесостепной и степной зон являются регионами наиболее интенсивного развития овражной эрозии, а коэф-

фициент, характеризующий соотношение количества расчетных и современных оврагов, близок к 1, что подтверждает образование подавляющей части оврагов в результате сельскохозяйственного освоения. В табл. 8.10 приведены статистические данные по площади пашни и количеству оврагов на территориях бывших центральных губерний ЕТР.

Таблица 8.10

Статистические данные по площади пашни и количеству оврагов на территории бывших центральных губерний ЕТР

Наименование губернии	Начало освоения, век	Площадь пашни на 1912 г., тыс. га	Количество оврагов, заявленных для закреплени в 1912 г.	Расчетное количество оврагов на 1950 г., n_1	Количество оврагов длиной >150м по карте плотности, n_2	$K_1 = \frac{n_1}{n_2}$
Воронежская	XVI	4481	7200	19300	20025	0,94
Курская	XVI	3345	4500	13 800	11 650	1,19
Рязанская	XVI–XVIII	2189	1200	5000	5620	0,9
Екатеринославская	XVIII	3994	4000	12 300	10 950	1,12
Симбирская	XVI	2522	3000	14 300	16 070	0,85
Херсонская	XVIII	4847	5000	8000	4990	1,6
Казанская	XVI–XVIII	3313	2900	16 500	15 260	1,0
Черниговская	XVI	3122	2300	12 900	15 760	0,8
Харьковская	XVI	3325	6000	35 000	21 200	1,6
Тамбовская	XVI	4128	2500	14 000	13 730	1,0
Киевская	XVI	3315	3300	12 100	8500	1,4
Полтавская	XVI	3164	2400	5000	4490	1,0
Подольская	XVI	3278	3000	12 200	9450	1,3
Пензенская	XVI–XVIII	2758	2000	9800	9790	1,0
Оренбургская, Уфимская	XVIII	10 187	4700	31 000	25 510	1,2
Саратовская	XVIII	5560	9000	28 000	25 094	1,1
Орловская	XVI	2617	4000	19 100	11 260	1,6
Нижегородская	XVI	1948	1500	12000	8590	1,4

Проблема борьбы с овражной эрозией, возникшая в России в конце XIX в., не потеряла своей актуальности до настоящего времени. Наряду с прекращением роста оврагов в одних районах, они образуются в других местах [Волощук, 1975; Миронова, 1976; Рожков, 1973, 1981; Калиниченко, 1978; Дедков и др., 1993; Рысин, 1998]. При выборе систем противоэрозионных мероприятий, оценке их

объемов и определении очередности нужны сведения не только о количестве, протяженности, плотности, густоте, объемах, площадях овражных систем и т.д., но и об общей тенденции в соотношении количества растущих и закрепленных оврагов, изменении этого соотношения в будущем, т.е. о прогнозной оценке динамики овражной сети. Поэтому весьма актуальным является выявление общей тенденции в изменении соотношения количества растущих и закрепляющихся оврагов при существующем освоении территории.

Для оценки динамики овражной сети было принято, что подавляющее количество оврагов в лесостепной и степной зонах ЕТР имеет антропогенное происхождение, образовалось в результате ее земледельческого освоения и нарастало главным образом в результате роста площади пашни [Косов и др., 1972]. Исследования А.С. Козменко [1954], М.В. Проницовой [1952], Е.А. Мироновой [1976], Б.Ф. Косова [1970] показали, что линейный рост оврагов, возникших на пашне, не бесконечен. Достигнув некоторых пределов, овраги зарастают и закрепляются естественным путем (без противозрозионных мероприятий). Зная предельные размеры и скорости роста оврагов, продолжительность периода сельскохозяйственного освоения данной территории и тенденцию роста количества оврагов за этот период, можно определить как общее количество отмирающих оврагов, так и характер их изменения в любой момент времени.

Имея данные об общем количестве возникших и заросших оврагов, можно подсчитать количество растущих оврагов для любого периода освоения территории. Количество растущих действующих оврагов определялось как разность между их общим количеством и числом заросших оврагов. Результаты оценки приведены в границах бывших губерний (табл. 8.11).

Анализ расчетов позволил выявить определенные тенденции изменения соотношения количества растущих и зарастающих антропогенных оврагов, появившихся на рассматриваемой территории за период сельскохозяйственного освоения (распашки): 1) общее количество оврагов во всех районах увеличивалось пропорционально росту площади пашни, точнее, ее приросту за счет распашки неосвоенных земель; 2) общее количество заросших оврагов также растет с увеличением площади пашни, но не пропорционально, так как естественное зарастание большей части оврагов происходит гораздо позже начала освоения (распашки) земель; 3) для периода с конца XIX — начала XX вв. до настоящего времени, когда было отмечено замедление роста площади пашни в большинстве бывших губерний, выявлена тенденция сокращения количества растущих оврагов при увеличении зарастающих.

Конец XX в. охарактеризовался уменьшением посевных площадей, изменением агрокультуры, что привело к снижению числа активных оврагов. Если ранее основной причиной оврагообразования была сельскохозяйственная деятельность (расширение пахотных земель), то в настоящее время возрастает доля техногенно обусловленных оврагов (в населенных пунктах, при прокладке дорог, трубопроводов, добыче полезных ископаемых). То есть роль человека в развитии овражной эрозии сводится в значительной мере к созданию условий оврагообразования.

Однако проведенные расчеты не учитывали ни коротких (до 100 м), ни длинных (больше 300 м) оврагов. Овраги длиной менее 100 м, образующиеся при распашке на коротких склонах, в некоторых районах центральной части ЕТР, в частности на юге Нечерноземной зоны, составляют большинство. Овраги длиной более 300 м составляют обычно 10–20% от общего числа оврагов. Развиваясь, как правило, в днищах балок на их длинных склонах, крупные овраги часто продолжают

Расчетное количество оврагов на территории бывших центральных губерний ЕТР

Наименование бывших губерний	1861 г.				1912 г.				1970 г.			
	Количество оврагов, ед.											
	всего	зарос- ших	расту- щих	% рас- тущих от об- щего	всего	зарос- ших	расту- щих	% рас- тущих от об- щего	всего	зарос- ших	расту- щих	% рас- тущих от об- щего
Тульская	48 000	43 000	5000	10	50 000	46 100	4000	8	50 000	48 000	2000	4
Черниговская	12 000	9200	2800	23	12 800	11 200	1700	13	12 900	12 400	5000	4
Рязанская	4700	3100	1600	34	5000	3800	1200	24	5000	4400	600	12
Клевская	10 300	400	9900	96	12 100	7600	4500	37	12 100	10 500	1600	13
Нижегородская	29 400	27 100	2300	8	33 000	27 900	5100	15	33 000	28 700	4300	13
Орловская	36 100	28 900	7500	21	49 600	31 900	17 700	36	40 600	35 500	14 600	29
Курская	12 000	4200	7800	65	13 800	7100	6700	49	13 800	10 200	3600	26
Сибирская	11 300	65 001	4800	42	14 300	8600	5700	40	14 300	10 300	4000	28
Тамбовская	13 000	4400	8600	66	14 000	6500	7500	54	14 000	10 100	3900	28
Казанская	14 000	6700	7300	52	16 500	9000	7500	45	16 500	11 700	4800	29
Подольская	8600	4900	3700	43	12 200	6500	5700	47	12 200	8100	4100	34
Воронежская	16 000	6100	9900	62	19 300	8800	10 500	54	19 300	12 700	6600	34
Харьковская	24 000	12 600	11 400	47	35 000	18 900	16 100	46	35 000	22 700	12 300	35
Пензенская	6100	3900	2200	36	9800	5200	4600	47	9800	6100	3700	38
Полтавская	3300	1700	1600	49	5000	2300	2700	54	5000	3000	2000	40
Саратовская	12 000	6100	5900	49	28 000	8000	20 000	71	28 000	10 000	18 000	64
Екатеринослав- ская	5800	300	5500	95	12 300	1900	10 400	85	12 300	4000	8300	67
Херсонская	5000	0	5000	100	8000	0	8000	100	8000	2500	5500	69

Наименование бывших губерний	1861 г.					1912 г.					1970 г.					
	Количество оврагов, ед.															
	всего	зарос- ших	расту- щих	% рас- тущих от об- щего	всего	зарос- ших	расту- щих	% рас- тущих от об- щего	всего	зарос- ших	расту- щих	% рас- тущих от об- щего	всего	зарос- ших	расту- щих	% рас- тущих от об- щего
Самарская	14 500	3700	10 800	75	51 000	7300	43 700	86	51 000	11 500	39 500	78	51 000	11 500	39 500	78
Оренбургская, Уфимская	5500	2600	2900	53	31 000	3500	27 500	89	31 000	4500	26 500	85	31 000	4500	26 500	85
Таврическая	4400	0	4400	100	15 600	0	15 600	100	15 600	2100	13 600	86	15 600	2100	13 600	86
Итого	296 000	175 400	120 600	41	448 400	220 000	224 400	50	448 400	268 500	180 500	40	448 400	268 500	180 500	40

расти, приближаясь своими вершинами к водоразделам и выводя из строя значительные по площади пахотные угодья. Овраги длиной от 100 до 300 м, учтенные в расчете, в процессе своего естественного развития без применения противоэрозионных мероприятий также поражают большие площади пашни, нанося огромный ущерб сельскому хозяйству. Действительно, несмотря на самозакрепление, более половины оврагов, учтенных в расчете (длиной от 100 до 300 м) и возникших только в результате распашки территорий составляет почти 200 000 ед. (см. табл. 8.11). Если прибавить овраги больших размеров (более 300 м), то количество оврагов увеличится на 10–20%, а с учетом оврагов длиной менее 100 м, основываясь на подсчетах, сделанных для территории юга Нечерноземья, общее количество активных оврагов может превысить миллион [Овражная эрозия, 1989]. Кроме того, при общей тенденции к затуханию процесса овражной эрозии, особенно на территориях давнего земледельческого освоения, сохраняется опасность появления новых эрозионных врезов, особенно на урбанизированных территориях и в районах нового освоения. Особую опасность в последнем случае представляет зона вечной мерзлоты.

Оврагообразование, таким образом, является одним из наиболее интенсивных современных процессов, связанных с антропогенными изменениями естественных природных ландшафтов. В этой связи представляется важной количественная характеристика современной овражной сети (табл. 8.12), составленная по картам густоты и плотности овражной сети на территорию европейской России [Зорина и др., 1993]. В районах давнего сельскохозяйственного освоения, где площадь пашни в отдельных районах достигает 70% от площади территории, преобладают овраги короче 150 м, составляющие около 70% общего количества овражных форм [Овражная эрозия, 1989], до 85% приходится на овраги длиной до 200 м (табл. 8.13). При этом были учтены все овраги длиной более 70 м.

Анализ топографических карт и полевые исследования показывают, что в районах давнего сельскохозяйственного освоения, где площадь пашни в отдельных районах достигает 70% от площади территории, преобладают овраги короче 150 м, составляя около 70% общего количества овражных форм [Овражная эрозия, 1989].

Количество наиболее протяженных оврагов составляет только 15%, но при этом их общая длина — 114 тыс. км, что соразмерно с длиной коротких оврагов — 144 тыс. км. Так как протяженные овраги имеют значительно большую площадь, возрастает и площадь поражаемых ими хозяйственно пригодных земель. В этом отношении более значим показатель густоты овражной сети, который определялся для каждого водосбора первого порядка. Полученные значения густоты варьировали от 0,01 до 1,3 км/км² и более.

Анализ карты позволил выделить следующие типы территорий:

1) очень слабой заовраженности (густота менее 0,01 км/км²), где овраги встречаются крайне редко; к ним относятся слабо освоенные или неосвоенные земли с плоским и грядовым рельефом — районы тундры и лесотундры; плоские зеленные и безлесные низменности с очень малыми глубинами базиса; слаборасчлененные плосковершинные низкогорья и плоскогорья;

2) слабой заовраженности (густота 0,01–0,02 км/км²), характеризующиеся неглубоким расчленением рельефа, занимающие обширные участки тундры, лесотундры и лесной зон, это—моренные возвышенности, отдельные участки вдоль Уральских гор (Северные Увалы, Верхне-Камская и Бугульмино-Белебеевская возвышенности и др.);

3) умеренной овражности (средняя густота 0,06 км/км²) — север Большеземельской тундры, отдельные участки Среднерусской, Валдайской, Смоленско-Москов-

Количественная характеристика современной овражной сети равнинных территорий европейской части России по административным единицам

Административная единица (1990 г.)	Площадь, тыс. км ²		Площадь пашни на 1980 г.		Площадь пашни на 2006 г.		Количество оврагов, тыс. ед	Плотность оврагов, ед./км ²	Длина оврагов, тыс. км	Густота оврагов, км/км ²
	тыс. км ²	% от общей площади	тыс. км ²	% от общей площади	тыс. км ²	% от общей площади				
Башкирская АССР	143,6	33,3	47,9	33,3	36,7	25,6	6,2	0,04	0,7	0,005
Калмыцкая АССР	75,9	12,5	9,5	12,5	5,9	7,8	13,01	0,17	1,4	0,02
Коми АССР	415,9	0,2	0,8	0,2	0,7	0,17	11,4	0,03	1,6	0,004
Марийская АССР	23,2	27,1	6,3	27,1	5,04	21,7	8,8	0,4	0,9	0,04
Мордовская АССР	26,2	48,1	12,6	48,1	10,9	41,6	34,6	1,3	3,7	0,14
Татарская АССР	68	55,1	37,5	55,1	34,5	50,7	61	0,9	6,5	0,09
Удмуртская АССР	42,1	37,0	15,6	37,0	13,4	31,8	30,4	0,7	3,4	0,08
Чувашская АССР	18,3	43,2	7,9	43,2	8,1	44,3	13,6	0,7	1,5	0,08
Краснодарский край	83,6	50,6	42,3	50,6	39,2	46,9	22,1	0,3	2,4	0,03
Ставропольский край	80,6	50,6	40,8	50,6	39,6	49,1	33,9	0,42	3,7	0,045
Архангельская область	587,4	0,5	2,8	0,5	2,2	0,4	26,1	0,04	4,9	0,008
Астраханская область	44,1	9,5	4,2	9,5	2,4	5,4	2,6	0,06	0,3	0,007
Белгородская область	27,1	60,9	16,5	60,9	16,1	59,4	36,6	1,35	2,9	0,1
Брянская область	34,9	37,8	13,2	37,8	11,0	31,5	15,9	0,45	1,3	0,03
Владимирская область	29,0	23,1	6,7	23,1	5,7	19,7	9,9	0,3	0,8	0,03
Волгоградская область	114,1	51,0	58,2	51,0	56,2	49,3	113,9	1,0	12,5	0,11
Вологодская область	145,7	5,8	8,4	5,8	7,6	5,2	2,4	0,02	0,4	0,003
Воронежская область	52,4	60,3	31,6	60,3	30,3	57,8	45,0	0,9	4,7	0,1
Горьковская область	74,8	29,9	22,4	29,9	20,2	27,0	28,4	0,4	2,5	0,03

Продолжение табл. 8.12

Административная единица (1990 г.)	Площадь, тыс. км ²	Площадь пашни на 1980 г.		Площадь пашни на 2006 г.		Количество оврагов, тыс. ед	Плотность оврагов, ед./км ²	Длина оврагов, тыс. км	Густота оврагов, км/км ²
		тыс. км ²	% от общей площади	тыс. км ²	% от общей площади				
Ивановская область	23,9	6,4	26,8	5,3	22,2	2,7	0,11	0,2	0,01
Калининградская область	15,1	3,8	25,2	3,6	23,8	0,1	0,01	0,009	0,0006
Калининская область	84,1	15,8	18,8	13,4	15,9	3,8	0,045	0,4	0,005
Калужская область	29,9	10,2	34,1	8,9	29,8	10,2	0,34	1,1	0,04
Кировская область	120,8	26,6	22,0	22,1	18,3	45,5	0,4	4,5	0,04
Костромская область	60,1	7,3	12,1	5,9	9,8	13,4	0,22	1,4	0,02
Куйбышевская область	53,6	30,9	57,6	29,7	55,4	42,9	0,8	4,3	0,1
Курская область	28,8	19,7	68,4	19,0	66,0	18,8	0,64	2,0	0,07
Ленинградская область	85,9	4,0	4,7	4,2	4,9	1,6	0,02	0,2	0,002
Липецкая область	24,1	16,5	68,5	15,3	63,5	36,2	1,5	3,9	0,16
Московская область	47,0	12,0	25,5	11,6	24,7	13,1	0,3	1,4	0,03
Мурманская область	144,9	0,12	0,08	0,17	0,12	5,1	0,03	0,7	0,005
Новгородская область	55,3	5,1	9,2	4,3	7,8	1,7	0,03	0,3	0,005
Орловская область	24,7	16,6	67,2	15,4	62,3	35,0	1,4	3,2	0,13
Пензенская область	43,2	25,3	58,6	21,03	48,7	45,2	1,1	4,9	0,11
Пермская область	160,6	20,7	12,9	17,5	10,9	40,6	0,25	4,7	0,03
Псковская область	55,3	9,4	17,0	6,8	12,3	1,8	0,03	0,2	0,004
Ростовская область	100,8	60,4	59,9	57,4	56,9	58,8	0,6	6,3	0,06
Рязанская область	39,6	18,5	46,7	14,7	37,1	12,30	0,3	1,7	0,04
Саратовская область	100,2	63,7	63,6	57,1	56,9	91,3	0,9	9,7	0,1

Административная единица (1990 г.)	Площадь, тыс. км ²	Площадь пашни на 1980 г.		Площадь пашни на 2006 г.		Коли- чество оврагов, тыс. ед	Плотность оврагов, ед./км ²	Длина оврагов, тыс. км	Густота оврагов, км/км ²
		тыс. км ²	% от общей площади	тыс. км ²	% от общей площади				
Смоленская область	49,8	15,6	31,3	12,6	25,3	14,2	0,3	1,9	0,04
Тамбовская область	34,3	22,6	66,0	20,4	59,5	15,5	0,45	1,7	0,05
Тульская область	25,7	15,6	60,7	14,5	56,4	12,4	0,5	1,3	0,05
Ульяновская область	37,2	18,1	48,6	16,5	44,3	34,0	0,9	0,4	0,012
Ярославская область	36,4	8,1	22,2	7,3	20,05	4,1	0,11	0,4	0,01

ской, Верхне-Камской возвышенностей, Окско-Донской равнины, бассейны рек Кубани, Кумы, Малой и Большой Узени и др.;

4) значительной овражности (средняя густота $0,3 \text{ км/км}^2$) — возвышенные, расчлененные, интенсивно осваиваемые территории лесной, лесостепной и степной зон (морено-холмистые возвышенности, участки Большеземельской тундры, отдельные районы Среднерусской, Верхне-Камской и Ставропольской возвышенностей);

5) сильной заовраженности (средняя густота 9 км/км^2), охватывающие давно и хорошо освоенные сельскохозяйственные районы Смоленско-Московской, Среднерусской, Приволжской, Верхнекамской и Ставропольской возвышенностей;

6) очень сильной овражности ($1,3 \text{ км/км}^2$ и более), характерной для сильно расчлененных, возвышенных, почти полностью и давно распаханых территорий ЕТР — Среднерусской, Приволжской возвышенностей, Донского Белогорья, южной части Донской гряды [География..., 2006].

Таблица 8.13

Группировка оврагов, их длина, количество и суммарная протяженность в сельскохозяйственной зоне ЕТР [География..., 2006]

Группа	Длина, м	Средняя длина, м	Количество оврагов		Общая длина оврагов	
			тыс. ед	%	тыс. км	%
I	500–1000	750	30	1,5	30	11,2
II	От 150–200 До 500–600	350	270	13,5	84	35,2
Всего			300	15	114	46,4
III	От 40–50 До 150–200	110	1200	60,0	132	49,1
IV	40–50	25	480	25,0	12	4,5
Всего			1680	85	144	53,6

Для определения предельных возможностей развития густоты овражной сети при условии хозяйственного освоения территории и полного уничтожения естественного растительного покрова получены значения потенциальной густоты для каждого водосбора первого порядка. Этот показатель в значительной мере зависит от природных характеристик территории, поскольку условия антропогенного вмешательства приняты одинаковыми (снят растительный покров) и в подавляющем большинстве случаев превосходят показатели современной овражности, достигая 3 км/км^2 и более. В распределении потенциальных характеристик овражности в большей степени, чем в ее современном проявлении, выявляются зональные и азональные закономерности возможного распространения оврагов на равнинных территориях европейской части России. При этом четко прослеживается поясность в распространении потенциальных оврагов. Низкая потенциальная овражность (не более $0,02 \text{ км/км}^2$) характерна для морено-зандровых и аллювиальных равнин и низменностей с незначительными глубинами базиса эрозии, прямыми или вогнутыми склонами. Умеренная овражность (не более $0,1 \text{ км/км}^2$) приурочена к холмисто-грядовым возвышенностям севера. Значительная овражность прогнозируется в районах с большой амплитудой расчленения рельефа, на выпуклых склонах долинно-балочной сети, в районах с легкоразмываемыми породами (Смоленско-Московская возвышенность, Клинско-Дмитровская гряда, Окско-Донская

равнина, север Среднерусской возвышенности, Ставропольское плато). Высокая потенциальная овражность (3 км/км^2 и более) характерна для центральной части ЕТР, где рельеф характеризуется большими абсолютными высотами и глубинами базиса эрозии, выпуклыми склонами и интенсивным расчленением долинно-балочной сети.

Разность между потенциальными и современными показателями густоты овражной сети определяет ее возможный прирост. Сравнение расчетной потенциальной густоты и ее современных размеров позволяет установить долю реализации изменения густоты овражной сети до размеров предельной, т.е. вероятность оврагообразования. Она представляет собой частное от деления современной густоты оврагов на предельную (потенциальную), приведенную в процентах.

Расчеты вероятности достижения предельной густоты оврагов сделаны для каждого водосбора первого порядка по карте масштаба $1 : 2\,500\,000$ с использованием карт современной и потенциальной густоты овражной сети того же масштаба. По полученным характеристикам в том же масштабе была составлена карта (рис. 8.3) вероятности достижения предельных значений густоты овражной сети при сплошном хозяйственном освоении территории европейской части России. Были выбраны следующие ступени шкалы: 1) 0–20; 2) 20–40; 3) 40–60; 4) 60–80; 5) 80–100%. Анализ этой карты сделан по геоморфологическим регионам, выделенным А.И. Спиридоновым [1978].

Кольско-Карельская провинция европейской части России характеризуется рельефом, сформировавшимся в условиях длительного континентального развития и сплошного распространения кристаллических пород. Современная овражная эрозия практически отсутствует ($< 0,02 \text{ км/км}^2$), встречаются отдельные ареалы с густотой овражной сети до $0,1 \text{ км/км}^2$. Прогнозные показатели дают такие же характеристики. Вероятность образования оврагов 0%.

Северная часть Русской равнины, занимающая территорию от Балтийского моря до Урала и от Баренцова моря до Подмосковья, охватывает обширные пространства тундры, лесотундры и лесной зоны. Это регион распространения форм, созданных ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией на более древнем рельефе, сформированном преимущественно речной эрозией. На западе региона рельеф представлен ледниковыми формами валдайской эпохи (наиболее крупной возвышенностью является Валдайская с абсолютными высотами до 300 м). На возвышенностях средняя густота современной овражной сети в основном умеренная и значительная (от $0,06$ до $0,3 \text{ км/км}^2$), потенциал изменяется в диапазоне $0,06$ – $0,8 \text{ км/км}^2$. Доля реализации составляет в основном 5–10%, местами 20–50%. Вероятность образования оврагов колеблется от 50 до 10%. На равнинах современная и потенциальная густота оврагов слабая, не превышает $0,02 \text{ км/км}^2$, доля реализации равна 100% (вероятность 0%).

На востоке региона рельеф сформировался в основном московским ледником, после отступления которого он изменялся под воздействием интенсивных эрозионных процессов. Здесь широко распространены равнинные междуречья, песчаные зандровые и аллювиальные равнины. Современная густота в основном достигает $0,02 \text{ км/км}^2$, на отдельных участках плато и по берегам крупных рек — $0,1 \text{ км/км}^2$. Потенциальная густота овражной сети колеблется в пределах от $0,02$ до $0,5 \text{ км/км}^2$. Вероятность оврагообразования на большей части территории равна 0, но отмечаются ареалы с вероятностью 20–40%.

Южнее располагается полоса *морено-эрозионных возвышенностей* — Смоленско-Московской, Клинско-Дмитровской, Галичской, простирающихся с запада на се-

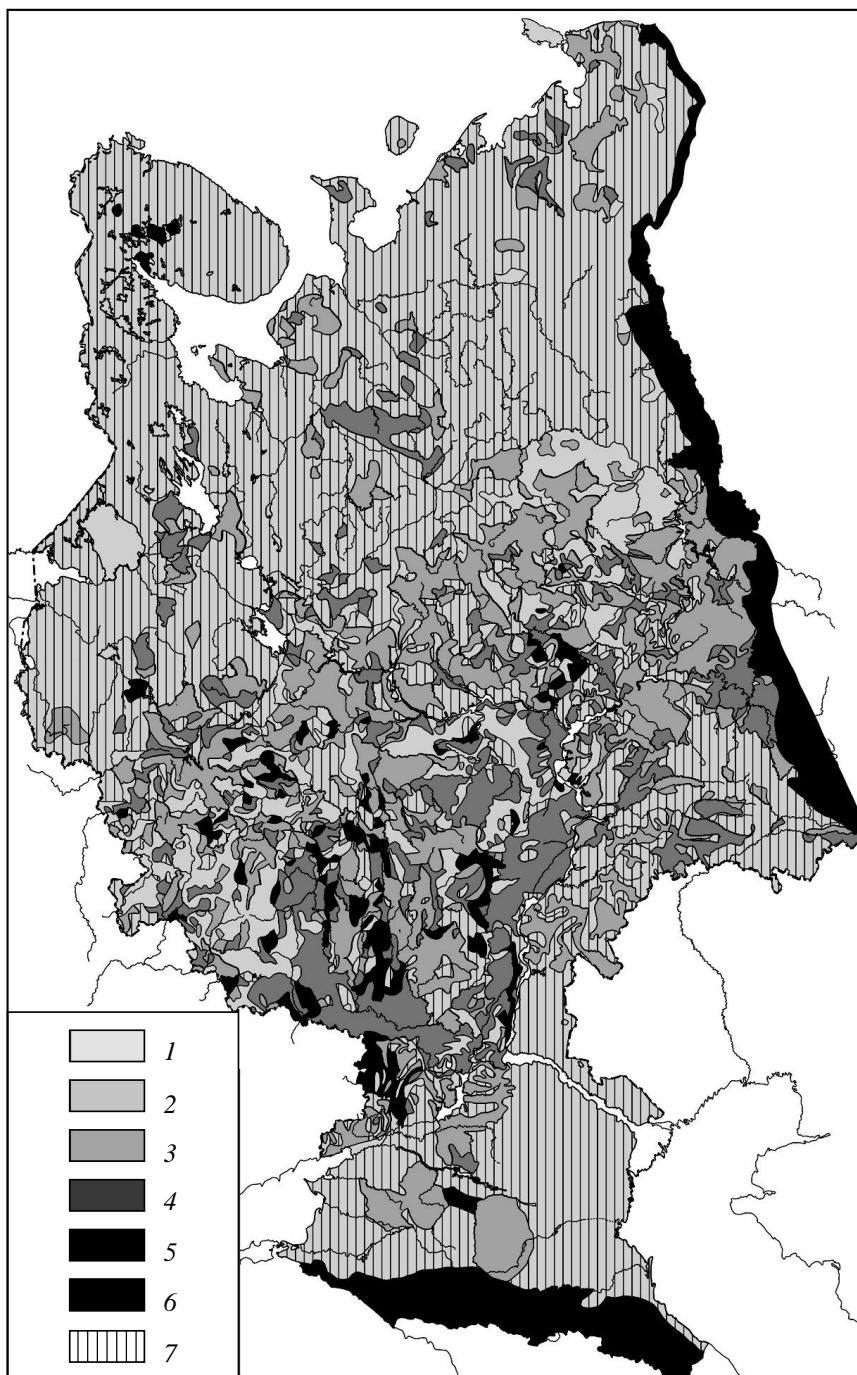


Рис. 8.3. Карта вероятности достижения предельной густоты овражной сети на ЕТР (без Крыма и Калининградской области), %:
 1 — 0–20; 2 — 21–40; 3 — 41–60; 4 — 61–80; 5 — 81–100; 6 — горные территории; 7 — территории с вероятностью образования оврагов 0%

веро-восток. На Смоленско-Московской возвышенности, наиболее древней и расчлененной овражной сетью, современная густота оврагов в основном не превышает $1,1 \text{ км/км}^2$ (умеренная и сильная), но на отдельных участках она $> 1,3 \text{ км/км}^2$. На других возвышенностях средняя современная густота оврагов колеблется от $0,06$ до $0,8 \text{ км/км}^2$. Потенциал густоты оврагов на этих территориях значительно превышает современные показатели, изменяясь от $0,3$ до 3 км/км^2 . Доля реализации потенциала в основном не более 20% (вероятность оврагообразования — 80%), однако на отдельных участках она достигает 60 и 100% ; вероятность оврагообразования — от 40 до 0% .

Центр Русской равнины характеризуется сочетанием эрозионно-денудационных возвышенностей и аккумулятивных низменностей. Аллювиальные и водно-ледниковые равнины создают пояс полесий, вытянутых вдоль рек Десны, Оки, левобережья Волги и спускающихся на юг по долине Дона. В их пределах, а также на междуречье Клязьмы и Оки, где находится Мещерская низменность, оврагов нет и практически отсутствуют вероятность оврагообразования. В других местах современная густота оврагов не превышает $0,02 \text{ км/км}^2$, потенциальная изменяется от $0,02$ до $0,5 \text{ км/км}^2$. Доля реализации колеблется от 10 до 40% (вероятность 90 – 60%), на Мещерской низменности — 100% (вероятность оврагообразования — 0%).

На *Окско-Донской равнине*, сформированной отложениями днепровского оледенения, рельеф представлен широкими террасированными долинами крупных рек — Дона, Воронежа, Битюга, Хопра и др. Наиболее сильная заовраженность отмечается в северной ее части, где современная густота овражной сети достигает $0,5$ – $1,1 \text{ км/км}^2$. На остальной территории оврагами расчленены только крутые и высокие участки склонов долин крупных рек. Потенциал густоты оврагов в северной части равнины достигает 3 км/км^2 , на юге изменяется от $0,5$ до $1,0 \text{ км/км}^2$. Доля реализации имеет большой диапазон значений: от 5 – 10 , 20 – 40 до 60 и 100% , вероятность оврагообразования — от 0 до 90% .

Эрозионно-денудационные возвышенности представлены Среднерусской, Калачской, Приволжской возвышенностями. *Среднерусская возвышенность* представляет собой волнистую равнину, расчлененную глубокими долинами рек, балок и оврагов. Глубина вреза достигает 100 – 150 м. Возвышенность имеет все необходимые условия для интенсивного развития эрозионных процессов: большие глубины базиса эрозии, неровность исходного рельефа, легкоразмываемый состав поверхностных пород, быстрота таяния снега и летние с преобладанием ливневых дожди, давнее сельскохозяйственное освоение. Территория характеризуется в основном умеренной и опасной степенью овражности. Современная густота овражной сети колеблется от $0,02$ – $0,1$ до $0,3 \text{ км/км}^2$ в северной части возвышенности и до $0,5$ – $1,3 \text{ км/км}^2$ в южной и западной частях. Наиболее высокая современная густота оврагов отмечается по правобережью Дона, в долине Оки, на правобережье Псела, в Донском Белогорье. Потенциальная густота овражной сети высокая и очень высокая — от $1,1$ до 3 км/км^2 и более. Доля реализации густоты 5 – 10% отмечается в междуречьях рек Оки и Витебети, Неручи и Труды, Упы и Дона, Свали и Сейма и др. На значительных территориях (правобережье верховьев Дона, Донское Белогорье) доля реализации достигает 20 – 40% , в междуречье Оскола и Дона — 40 – 60% , в низовьях Оки — 60 – 80% . Вероятность оврагообразования колеблется в диапазоне от 40 до 95% .

На *Калачской возвышенности* современная густота оврагов варьирует от $0,5$ до $1,3 \text{ км/км}^2$, потенциальная — от $1,1$ до $3,0 \text{ км/км}^2$ и выше. Доля реализации в центральной части достигает 50 – 100% , в западной — 5 – 10% ; вероятность оврагообразования — от 0 – 50 до 90 – 95% .

На *Приволжской возвышенности* наиболее оврагоопасным является ее крутой восточный склон, где современная густота оврагов составляет более 1 км/км^2 , предельно возможная достигает 3 км/км^2 . Преобладает доля достижения густоты овражной сети 20–40% (вероятность оврагообразования — 60–80%). Отмечаются ареалы полной реализации — 100% в районе г. Саратова и на междуречье рек Свяги и Барыша (вероятность оврагообразования — 0%), а также ареалы с долей реализации до 5% — по правобережью Волги от г. Чебоксар до г. Ульяновска (вероятность оврагообразования — 95%). Западный склон Приволжской возвышенности более длинный и пологий. Преобладает современная густота расчленения $0,5\text{--}1,1 \text{ км/км}^2$, потенциально возможная — $0,5\text{--}3 \text{ км/км}^2$. Отмечается большая вариабельность в вероятности достижения густоты овражной сети на этой территории: имеются большие ареалы (правобережье р. Суры) с долей реализации 20–40% (вероятность оврагообразования — 60–80%); в междуречье рек Теши и Сережи, на левобережье р. Алатыря величина вероятности составляет $< 5\%$, встречаются территории с полностью реализованной густотой (вероятность оврагообразования — 0%).

На территории *Ергеней* средняя современная густота овражной сети изменяется от $0,06$ до $0,8 \text{ км/км}^2$, потенциальная — от $0,3$ до $0,8 \text{ км/км}^2$. На большей части территории вероятность достижения густоты оврагов составляет 20–40%, вероятность оврагообразования — 60–80%.

Обширная территория на востоке Русской равнины — *Высокое Заволжье* на западе соприкасается с Низким Заволжьем, на востоке — с предгорьями Урала, на севере примыкает к Северным Увалам, на юге обрывается крутым уступом Общего Сырта к Прикаспийской низменности. Здесь резко различаются равнинные междуречья и глубоко врезаемые долины с крутыми склонами, расчлененными оврагами. Современная густота оврагов варьирует от $0,1$ до $1,1 \text{ км/км}^2$, предельно возможная изменяется от 1 до 3 км/км^2 и более. Наибольшие площади занимают территории с реализацией достижения густоты оврагов до 5 или 10% (вероятность оврагообразования — 90–95%). Встречаются ареалы с 20–40- (вероятность оврагообразования — 60–80%) и 100-процентной (вероятность оврагообразования — 0%) долей реализации.

На территории *Общего Сырта* современная густота оврагов составляет в среднем $0,06\text{--}0,3 \text{ км/км}^2$, потенциальная — $0,3\text{--}0,8 \text{ км/км}^2$. На большей части территории отмечается полная реализация густоты оврагов. Однако наблюдаются небольшие ареалы с долей реализации до 10 и 20–40%, вероятность оврагообразования — 90 и 60–80% соответственно.

На *Прикаспийской низменности* и в *Кума-Маньчской впадине* оврагов практически нет, на Прикубанской низменности современная и потенциальная их густота не превышают $0,02 \text{ км/км}^2$, возможности прироста полностью реализованы.

На *Ставропольской возвышенности* современная и потенциальная густота оврагов варьирует от $0,1$ до $0,5 \text{ км/км}^2$. В западной части потенциал полностью реализован, в восточной составляет 10–20% (вероятность оврагообразования — 90–80%).

Таким образом, на большей части ($> 50\%$) территории европейской России вероятность развития оврагообразовательного процесса практически равна нулю, и только на $2,0\%$ площади составляет 100%. На долю вероятности 20–40% приходится 28% территории, 40–60% — 14% и 60–80% — 9%.

В табл. 8.14 приведены сводные данные о современной овражности и вероятности возникновения новых оврагов при современных природно-климатических

условиях, неизменности глубины базисов эрозии и уровня антропогенной нагрузки для геоморфологических провинций и основных орографических единиц на территории европейской России (по А.И. Спиридонову [1978]). Большая вариабельность значений в пределах выделенных орографических единиц объясняется в основном их размерами, разнообразием глубин базисов эрозии, сложным геологическим строением.

Таблица 8.14

Современная овражность и вероятность возникновения новых оврагов при современных природно-климатических условиях, неизменности глубины базисов эрозии и уровня антропогенной нагрузки для геоморфологических провинций и основных орографических единиц на территории европейской России

Формы рельефа	Современная густота овражной сети, км/км ²	Потенциальная густота овражной сети, км/км ²	Доля реализации густоты овражной сети, %	Вероятность возникновения оврагов, %	
Кольско-Карельская провинция					
	0,02–0,1	0,02–0,1	100,0	0,0	
Северорусская провинция					
Возвышенности	0,06–0,3	0,06–0,8	5,0–10,0–20,0–50,0	95,0–90,0–80,0–50,0	
Равнины	0,02–0,1	0,02–0,5	80,0–60,0–100,0	0,0–20,0–40,0	
Среднерусская провинция					
Смоленско-Московская	1,1–1,3	0,3–3,0	20,0	80,0	
Клинско-Дмитровская, Галичская	0,06–0,8	0,3–3	60,0–100,0	0,0–40,0	
Междуречье Клязьмы и Оки	0,0	0,0	0,0	0,0	
Междуречье Клязьмы и Волги	0,02	0,02–0,5	10,0–40,0	90,0–60,0	
Мещерская низменность	0,0	0,0	0,0	0,0	
Окско-Донская равнина	север	0,5–1,1	3,0	5,0–10,0–20,0–40,0	60,0–80,0–90,0–95,0
	юг	0,1–0,4	0,5–1,0	60,0–100,0	40,0–0,0
Среднерусская возвышенность	север	0,02–0,1–0,3	1,1	5,0–10,0	95,0–90,0
	юг	0,5–1,3	3,0	40,0–80,0	60,0–20,0

Формы рельефа		Современная густота овражной сети, км/км ²	Потенциальная густота овражной сети, км/км ²	Доля реализации густоты овражной сети, %	Вероятность возникновения оврагов, %
Калачская возвышенность		0,5–1,3	1,1–3,0	50,0–100,0–5,0–10,0	0,0–50,0–90,0–95,0
Приволжская возвышенность	восточный склон	1,0	3,0	20,0–40,0–5,0	60,0–80,0–95,0
	западный склон	0,5–1,1	0,5–3,0	20,0–40,0–100,0	60,0–20,0–0,0
Высокое За-волжье		0,1–1,1	1,0–3,0	5,0–100,0	95,0–0,0
Южнорусская провинция					
Ергени		0,06–0,8	0,3–0,8	20,0–40,0	60,0–80,0
Общий Сырт		0,06–0,3	0,3–0,8	10,0–20,0–40,0	90,0–60,0–80,0
Прикаспийская низменность		0,0	0,0	100,0	0,0
Кума-Манычская впадина		0,0	0,0	100,0	0,0
Прикубанская низменность		0,02	0,02	100,0	0,0
Ставропольская возвышенность		0,1–0,5	0,5–1,5	0,0–10,0–20,0	0,0–90,0–80,0

8.2.2. Овражная эрозия на урбанизированных территориях

Об оврагах в городах писали И.И. Лепихин [1780], И.П. Фальк [1824], В.В. Докучаев [1878]. Характерно, что большинство городов и других населенных пунктов расположено в пределах регионов, наиболее подверженных овражной эрозии, а значительная часть старинных русских городов находится в пределах территорий с высокой овражной расчлененностью (рис. 8.4). Вместе с тем рост этих оврагов характеризуется относительно меньшей интенсивностью (по скорости удлинения), чем при всех других видах хозяйственной деятельности. Б.Ф. Косов [1970] привел данные о средних скоростях роста оврагов при разных типах хозяйственного освоения территории (табл. 8.15), и хотя среди них в явном виде города и населенные пункты отсутствуют, они показывают, что самые быстрорастущие овраги связаны со строительством дорог и промышленно-бытовыми стоками, которые сопровождают урбанизацию.

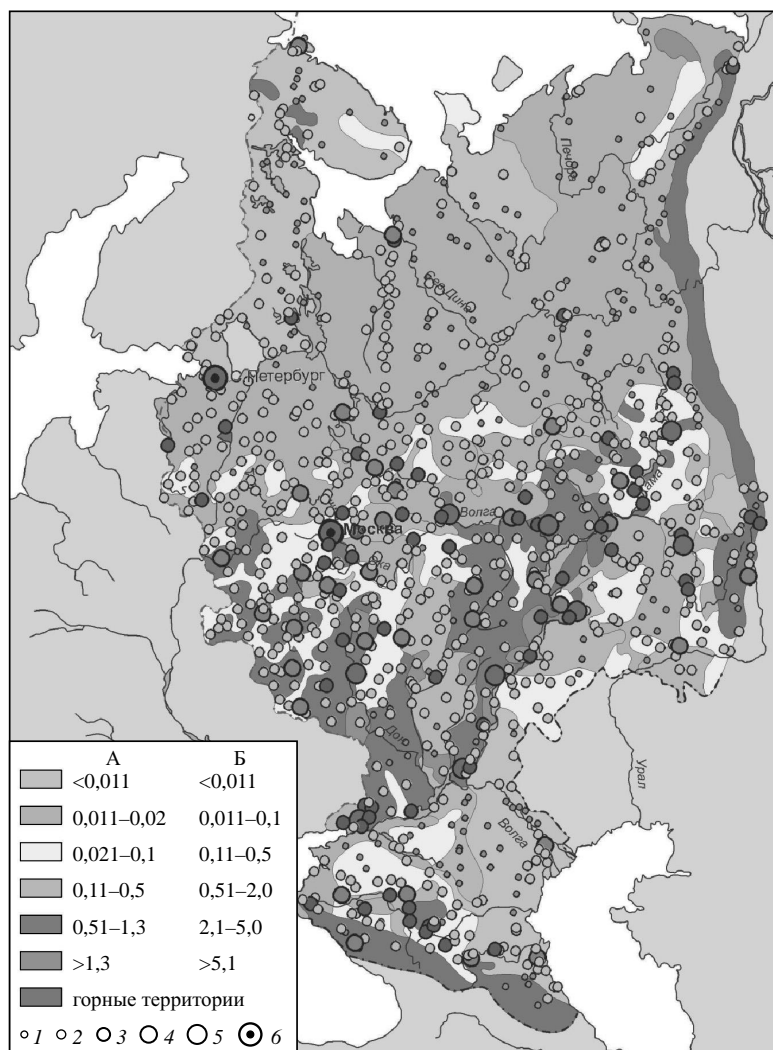


Рис. 8.4. Схема расположения городов с населением более 20 тыс. чел. на ЕТР (без Крыма и Калининградской обл.) в зависимости от ее заовраженности:

А — густота оврагов, км/км²; Б — плотность оврагов, ед./км²; кружки — города с населением, тыс. чел.: 1 — 20; 2 — 50–100; 3 — 100–300; 4 — 300–500; 5 — 500–1000; 6 — более 1000

Таблица 8.15

**Рост оврагов при различном хозяйственном использовании земель
(% от общего числа наблюдений)**

Тип хозяйственного освоения	Общее количество данных	Средняя скорость роста оврагов, м/год				
		< 5	5–15	16–40	41–80	> 80
Сельское хозяйство (распашка)	269	50	25	15	8	2
Вырубка леса	15	25	18	25	7	25
Строительство дорог	17	15	25	30	25	5
Производственно-бытовые стоки	19	20	20	25	10	25

Несоблюдение правил противоэрозионной защиты земель при освоении территории под строительство представляет наибольшую опасность в отношении образования и быстрого роста оврагов. Несмотря на это овраги, приуроченные к городам или другим типам поселений, вызывали интерес лишь тогда, когда их развитие сопровождалось катастрофическими (или наносящими значительный экономический ущерб) событиями и создавались проблемы при техногенном освоении новых территорий. Например, в г. Волгограде овраги до их частичной засыпки занимали 23% городской площади. Скорость их роста достигала 7–8 м/год, что в 2 раза больше по сравнению с пригородами, где она оценивалась в 3–4 м/год [Крюков, 1962]. В г. Новосибирске площадь городских оврагов составляет 10% городской территории. Скорость их роста — 2–5 м/год, что увеличивает ежегодно количество не пригодных под использование площадей в среднем на 250 га. В г. Томске и г. Киеве на 1961 г. было зарегистрировано по 50 крупных оврагов.

Бурный рост городов в связи с развитием промышленности требовал все больших территорий и увеличения городской площади, необходимой для создания соответствующей инфраструктуры. Это сопровождается увеличением разнообразия и мощности применяемой строительной техники, позволяющей преобразовывать рельеф и, как следствие, резко активизировать эрозионные процессы в пределах городов, особенно на первых этапах освоения территорий. Уже превращение поселения в город сопровождается изменениями рельефа в соответствии с его потребностями и требованиями технического прогресса. Вместе с тем рост населения и развитие городской инфраструктуры приводили ко все большему конфликту между городом и рельефом, поскольку он оставался зависимым от инженерно-геологических характеристик литогенной основы и геоморфологических, в первую очередь эрозионных, процессов, развивающихся на их территории и в непосредственной близости от них. Первоначально использовавшаяся в виде естественных границ и рубежей обороны гидрографическая сеть с ростом города все более подчиняется ему — засыпаются овраги, используются балки и их днища, перераспределяется сток с малых водосборов, исчезают малые реки, регулируется сток больших рек. Изменяются также орографические, геологические и гидрогеологические условия существования всей флювиальной сети. От нее остаются зачастую лишь названия улиц, когда-то располагавшихся вдоль оврага, ручья и даже малой реки.

С ростом городов видоизменялись и сельские поселения. Продолжая существовать в относительном согласии с особенностями рельефа, современные села и деревни изменяют коэффициент стока; происходит его перераспределение, образуются новые рубежи стока, дополнительные источники поступления воды на склонах и т.д.

Развитие любого населенного пункта — от малой деревни до большого города — так или иначе связано с особенностями рельефа, особенно эрозионного. Это или вынужденное расположение построек в зависимости от типа и набора форм флювиального рельефа или его практически полное преобразование в соответствии с нуждами и материально-техническими возможностями города. По степени и характеру взаимодействия с рельефом все поселения можно разделить на пять типов. По мере роста города и развития техники характер этого взаимодействия может изменяться.

1. *Подчиненные рельефу.* Все типы строений располагаются в зависимости от типа и форм рельефа; при их возведении овражно-балочный рельеф не преобразуется или преобразуется минимально по объему и площади. К таким населенным пун-

ктам относятся деревни, небольшие поселки, насчитывающие в своей истории несколько столетий, или вновь построенные образования (по возрасту — в пределах нескольких десятилетий), например, дачные поселки или полевые станы, превратившиеся со временем в населенные пункты. Размеры сооружений в них меньше оврагов или соизмеримы с ними. Лишь отдельные гражданские постройки занимают площадь до 100 м², инженерные сооружения — до 1000 м². Выбор местоположения таких поселений чаще всего определялся близостью к сельскохозяйственным угодьям. Старые деревни на протяжении столетий практически не меняли своего облика. За это время на их территории сложилась определенная система дренирования, обусловленная десятилетиями не изменявшимся коэффициентом стока. С проникновением в деревню технологий, присущих до недавнего времени только городам, в них интенсифицируется овражная эрозия. Однако урбанизация подобных территорий в основном ограничивается укладкой улучшенного дорожного покрытия по улице, прокладкой газовых магистралей и водопровода, увеличением количества автотранспорта — частного и государственного, в том числе большегрузного, тракторов и т.д.

Бороться с овражной эрозией малые населенные пункты не могли из-за недостаточности материальных и технических ресурсов. В результате возникает необходимость мириться с процессами оврагообразования — происходит лишь частичная перепланировка территорий населенных пунктов.

II. *Соподчиненные*. Большая часть строений в населенных пунктах вписана в рельеф; здесь уже на стадии проектирования сооружений учитывались особенности рельефа или строительство велось по исторически сложившимся схемам. Застройка таких территорий часто производилась исходя из чисто практических соображений и основывалась на накопленном опыте. Овраги, расположенные в пределах населенных пунктов, вне зависимости от причин их образования частично используются в различных хозяйственных целях, но не как свалки, или частично преобразовываются. Размеры сооружений или их комплексы соответствуют линейным размерам оврагов или незначительно превышают их.

III. *Подчиняющие рельеф*. Это населенные пункты, в которых при сооружении объектов происходит частичное преобразование рельефа на всей территории застройки или на значительной ее части. Размеры отдельных сооружений практически равны размерам оврагов, а их комплексы намного превышают размеры отдельных оврагов, соответствуя овражным системам. К этой категории относятся большие населенные пункты, обладающие достаточными ресурсами для преобразования рельефа.

IV. *Подавляющие рельеф*. Это населенные пункты или их части, крупные промышленные предприятия, в процессе роста которых или уже на стадии их проектирования не учитываются особенности рельефа и строительство ведется с полным преобразованием территории под нужды застройки. Размеры сооружений значительно превышают размеры оврагов и овражных систем. Комплексы сооружений по размерам соответствуют балочным водосборам. Это крупнейшие города — Москва, Киев, Нижний Новгород, Волгоград и др., занимающие сильно расчлененные территории. Они изначально закладывались как города, но в процессе своего развития в течение столетий прошли все стадии взаимодействия с рельефом.

Нижний Новгород, Волгоград, Курск проходили поэтапный переход от одного типа соподчинения к другому с тенденцией усиления влияния городов на овражно-балочные системы. В соответствии с рельефом, потребностями города и его возможностями Москва прошла все этапы развития. На первом этапе, охватывающем

XII–XIV в., городская территория занимала относительно возвышенные участки речных террас (подчиненный тип). Второй этап — XV–XIX вв. — характеризовался освоением хотя и неудобных с точки зрения строительства, но легко доступных, плоских территорий в долине р. Яузы и моренной равнины на левобережье Москвы-реки. В это время уже происходила частичная засыпка некоторых оврагов, хотя в целом сохранялась соподчиненность планировки городской территории и овражно-балочной сети. В конце XIX — начале XX вв. (третий этап) город постепенно, используя небольшие перепады высот, вышел на правобережье Москвы-реки. Четвертый этап начался с середины XX в.; при возросших технических возможностях началось активное освоение высокого правобережья.

На первом этапе развитие города шло в направлении освоения повышенных частей рельефа, представляющих собой участки высокой третьей надпойменной террасы рек Москвы и Яузы, которые приобрели вид «холмов» из-за глубокого врезания в ее поверхность рек Неглинной, Ольховца, Черногрязки, Рачки, Пресни, Бубны и глубоких оврагов. Относительная высота этих холмов не превышает 40 м над урезом Москвы-реки, но они создали своеобразный рельеф города, благодаря которому возникло представление, что город расположен «на семи холмах».

Фактически при основании Москва еще не была городом, поскольку существовала только крепость (кремenez), территория которой ограничивалась склонами долин Москвы-реки с юга и р. Неглинной с запада и северо-запада, серией небольших береговых оврагов с востока и северо-востока. Уже к 1174 г. их не было, а на месте самого крупного оврага пролегла улица, соединявшая Кремль с Занеглием через мост. Водораздел р. Неглинной и р. Пресни изобиловал оврагами — это ныне засыпанные Черторый, Сивцев, Успенев и другие овраги, местоположение которых в настоящее время можно определить лишь предположительно.

Второй этап начинается в XVI в., когда расселение перешло черту Земляного города (современного Садового кольца), и в течение XVII в. Москва застраивалась узкими полосами вдоль радиальных дорог. Извилистые линии дорог и спусков к рекам соединяли разные уровни города. Таким образом, элементы застройки тесно взаимодействовали с рельефом, подчеркивая топографические особенности местности. На этом этапе территория города соответствовала соподчиненному типу. Постепенно засыпались овраги, часть открытых рек и ручьев переводилась в коллекторы. Предположительно все овраги этого этапа были засыпаны в период с 1782 по 1818 г. В 1860-е гг. застроенные участки занимали меньше трети города, больше половины территории г. Москвы составляли сады, пруды и реки. Но уже в 1882 г. пустыри составляли только 8% территории в пределах Камер-Коллежского вала, площадь под садами и бульварами сократилась до 16%. Прежде всего осваивались долинские участки — Замоскворечье и долина р. Яузы. Город по типу взаимоотношения с овражно-балочным рельефом разделился на две части — центральную в пределах Земляного города (современного Садового кольца), ставшую частью, подчиняющей рельеф, и окраину, сохранявшиеся как соподчиненные с овражно-балочными системами.

С 1952 г. начался четвертый этап развития города, ознаменовавшийся выходом застройки на Теплостанскую возвышенность. Сначала в Черемушках, а после строительства метромоста в 1958 г., единственного в Москве поднимающегося на высокий берег р. Москвы, в районах Очаково, Беляево, Тропарево, Ясенево, Теплого Стана и других началось освоение новых территорий. В Юго-Западном районе и в Черемушках в проектах не учитывался рельеф местности, неоправданно перемещались многие тысячи кубометров земли, во многих случаях глубина за-

ложения подземных коммуникаций достигла 6–8 м. В итоге на Старокаширском шоссе, в Новых Черемушках и в некоторых кварталах Юго-запада живописный природный овражно-балочный рельеф уничтожался срезками и насыпями; не здания привязывались к местности, а местность к зданиям. Данные табл. 8.16 показывают, насколько был изменен эрозионный рельеф — количество оврагов уменьшилось на порядок.

Таблица 8.16

Изменение количественных характеристик овражной сети в г. Москве

Бассейны рек	1860 г.		1997 г.	
	Количество оврагов, ед.	Плотность оврагов, ед./км ²	Количество оврагов, ед.	Плотность оврагов, ед./км ²
Городня	188	1,98	18	0,2
Котловка	46	2,3	8	0,4
Чура	34	3,4	3	0,3
Химка	76	1,9	3	0,1
Сходня	112	3,0	4	0,1
Филька	22	1,5	3	0,2
Сетунь	152	1,1	14	0,1
Раменка	97	2,2	13	0,3

При этом ряд новых районов сразу же оказался подавляющим овражно-балочный рельеф, другие некоторое время сохранялись подчиненными, но со временем они также становились подчиняющими или подавляющими рельеф. Правда, до сих пор сохраняются территории с подчиненным и соподчиненным типами рельефа. В основном это территории, граничащие с рекреационными зонами, или элементы инфраструктуры, которые вынуждены подстраиваться под овражно-балочные системы. Развивающиеся овраги встречаются также в зонах отдыха вдоль МКАД и за ее пределами.

Несмотря на все технические и экономические возможности крупных городов, ременные овраги продолжают существовать. Даже будучи засыпанными, они напоминают о себе. Например, в г. Волгограде в результате засыпки городских оврагов изменилась система дренирования, что привело к подтоплению многих зданий, увеличился дебит грунтовых вод в источниках в тыловых швах волжских террас, что привело к активизации старых оползней и возникновению новых.

В принципе город и овражно-балочные системы могут представлять собой единый природно-архитектурный комплекс: городские кварталы располагаются и на бортах балок, и в их днищах, и на водораздельных пространствах. Естественно, что город, вторгаясь в балочную систему, разрушает ее; при этом овраги и балки сами диктуют планировочный облик значительной части города, а эрозионные процессы вызывают необходимость учета возможных последствий образования и развития оврагов. Разрушающее воздействие оврагов на населенные пункты, сокращение полезной площади, химическое загрязнение территории, спровоцированное нерациональным использованием овражно-балочных систем, недооценка потенциала роста оврагов — это прямое их воздействие на состояние населенных пунктов. Основной вид ущерба, обусловленного современной овражной сетью, — это прежде всего сокращение площадей, пригодных для строительства, риск разрушения существующих зданий, городских коммуникаций и т.д. Рост оврагов

вызывает необходимость дополнительных капиталовложений, направленных как непосредственно на борьбу с овражной эрозией, так и на гидротехнические сооружения при строительстве, прокладке дорог, трубопроводов, других видов коммуникаций. Овраги служат каналами, по которым в водные объекты поступают стоки с промышленных предприятий и бытовые отходы; нередко овраги используются как места свалок и захоронений вредных и ядовитых веществ. Овраги как удобные естественные емкости выбирают под свалки в первую очередь. Иногда это целенаправленное и узаконенное отведение оврагов для данных целей, в других случаях — это попытка таким способом бороться с ростом оврагов. В малых населенных пунктах (*подчиненных рельефу* и *соподчиненных*) такие действия не наносят значительного вреда окружающей среде. Но проникновение новых технологий и приемов в сельское хозяйство и, соответственно, новых типов и комплексов строений может привести к возникновению опасных экологических ситуаций.

В крупных городах (*подчиняющих* и *подавляющих* рельеф), в которых располагаются производства, использующие опасные вещества или образующие их как побочный продукт, возможны стихийные или несанкционированные сбросы вредных веществ в балки и овраги, хотя сами города обладают всеми возможностями для очистки стоков. Часто при проектировании ливневой канализации умышленно закладывается вариант сброса воды в овражно-балочные системы.

Наиболее уязвимы в экологическом отношении овражно-балочные системы в относительно небольших городах, где прежде всего вступают в конфликт потребности городской инфраструктуры и возможности города по предотвращению его загрязнений через овражно-балочные системы. Овраги и балки в этих условиях становятся источниками загрязнения окружающей среды в пределах города, выполняют роль каналов, по которым выносятся загрязнители за пределы городской территории и в реки.

Значительную роль в загрязнении окружающей среды играют овраги в районах нефтедобычи, особенно в условиях многолетнемерзлых грунтов. Все сооружения возводятся на насыпных площадках, которые повышают базис эрозии, что в условиях предельного водообеспечения и особенностей формирования стока с их территории приводит к возникновению новых оврагов и активизации роста уже имевшихся. В результате в тундру поступает большое количество горюче-смазочных материалов и промывных вод, наносящих значительный, чаще всего неустраняемый, вред природе. В некоторых случаях рост оврагов приводит к разрушению хвостохранилищ, в водах и осадках которых содержится большое количество нефти.

Но не только рост оврагов, а иногда и их уничтожение (засыпка) приводят к экологически неблагоприятным последствиям, что особенно свойственно крупным городам. Овражно-балочные системы играют значительную роль в формировании подземного стока, являясь естественной дренажной системой. При засыпке оврагов изменяются уже сложившиеся гидрогеологические условия заовраженных территорий, их естественное дренирование, что приводит к подтоплению зданий. Увеличивается дебит грунтовых вод в источниках в тыловых швах террас, что провоцирует активизацию старых оползней и возникновение новых.

Анализ многолетних наблюдений за функционированием овражно-балочных систем в условиях антропогенного воздействия позволяет утверждать, что любой населенный пункт от деревни до большого города и их природная среда (рельеф) представляют собой единое целое. Они взаимосвязаны и взаимообусловлены на всем протяжении своего существования. Территория населенного пункта — это

его материальная основа; то, насколько правильно она выбрана для основания поселения, рационально используется с учетом особенностей природных факторов и видоизменяется под воздействием хозяйственной деятельности, играет большую роль в существовании любого населенного пункта. В зависимости от ее размеров и развития во времени взаимосвязь овражно-балочных систем и поселения видоизменяется.

Населенные пункты, *подчиненные* рельефу, вынуждены постоянно изменять свою территорию в зависимости от происходящих в овражно-балочных системах процессов. Увеличение степени урбанизации для этого типа поселений может привести к активизации оврагообразования и, как следствие, к значительному изменению территории населенного пункта, разрушению построек и инженерных коммуникаций. В этом случае необходимо вкладывать материальные средства не в ликвидацию оврагов, активизация развития которых чаще всего вызвана самими людьми, а в создание условий функционирования населенного пункта, включающих саму возможность активизации и возникновения оврагов.

Овражно-балочные системы в населенных пунктах *соподчиненного* рельефу типа, хотя наиболее устойчивы и мало подвергаются антропогенному воздействию, также изменяются под воздействием природных факторов. Соответственно изменяются их габариты, и поселения не могут не реагировать на эти изменения. Но поскольку это происходит очень медленно, взаимодействие поселения и овражно-балочных систем квазистабильно, поселение успевает измениться, уже подстраиваясь под новые условия сосуществования с оврагами и балками без каких-либо потрясений.

Наиболее сложны взаимоотношения между овражно-балочными системами и городом для населенных пунктов, *подчиняющих* рельеф. Процессы, протекающие на балочном водосборе, входят в полное противоречие как с потребностями развития города, так и изменениями в состоянии овражно-балочных систем, естественных или вызванных к жизни антропогенным воздействием. Используя балочный водосбор, город неизбежно вызывает ответную реакцию овражно-балочной системы, чаще всего выражающуюся в активизации овражных процессов и в изменении инженерно-геологических и гидрогеологических условий не только в пределах балочного водосбора, но и на прилегающих территориях. При невозможности полностью изменить рельеф из-за отсутствия материально-технических средств или особенностей рельефа территории города этого типа в меру своих возможностей пытаются бороться с процессами, протекающими на балочном водосборе, и не используют особенности рельефа.

Подчиняя овражно-балочный рельеф своим потребностям, города сталкиваются с косвенными последствиями его изменения. При частичной нивелировке оврагов и их засыпке происходит изменение гидрогеологических условий; насыпной грунт имеет совершенно иные физико-механические характеристики по сравнению с естественным, что требует особых приемов закладки фундаментов. Превращение оврагов и балок в свалки (что часто бывает на окраинах городов или вблизи городской черты) приводит к тому, что профильтрованные через свалки атмосферные осадки попадают в городские водоемы. Непродуманное вторжение в балочные системы приводит к нарушениям в экосистемах балок — изменению и уничтожению видового состава растительности и животного мира. В результате овражно-балочные системы и их антропогенные изменения непосредственно влияют на экологию города.

Таким образом, овражно-балочные системы, видоизменяясь во времени, зависят от развития связанного с ними населенного пункта и в то же время оказы-

вают сильное влияние на него; непродуманное воздействие на овражно-балочные системы и процессы, протекающие на их водосборе, приводят к ответной реакции, выражающейся чаще всего в активизации овражных процессов, создающих непосредственную угрозу разрушения сооружений различного типа и коммуникаций. Овражно-балочные системы при использовании их в качестве мест свалок отходов могут сами создавать угрозу заражения окружающей среды или служить каналами перемещения вредных загрязнителей. Возникает ситуация, при которой нет необходимости «бороться» с оврагами, — их можно и необходимо использовать для нужд города, в качестве рекреационных зон и природных заповедников.

8.3. АНТРОПОГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЧНЫХ ПОДСИСТЕМ ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫХ СИСТЕМ

8.3.1. Изменение структуры сети малых рек

Изменение структуры сети малых рек за исторический период — процесс, инициированный антропогенным воздействием, но отличающийся разнонаправленностью и многофакторностью. В общей структуре гидрографической сети умеренного пояса основная протяженность водотоков приходится на реки первых порядков. Суммарная длина малых рек (первый — второй порядок) в бассейнах верхнего Дона, Хопра и Северского Донца составляют более 70–80% общей протяженности долинной сети [Голосов, 2001], Днестра — более 90% по количеству и 70–75% от общей длины рек в речной системе [Ковальчук, 1997]. Малые реки являются одним из самых динамичных и экологически значимых звеньев гидрографической сети, наиболее чутко реагирующих на изменение состояния поверхности водосбора.

Перечень антропогенных воздействий на речные системы достаточно велик. Большая часть из них касается непосредственно русел рек: создание прудов и малых водохранилищ; забор воды на орошение и другие хозяйственные нужды; карьеры в руслах и на поймах; строительство хвостохранилищ; молевой сплав леса (на реках лесной зоны) и т.д. Однако эти воздействия имеют относительно недавнюю историю, и их последствия, как правило, проявляются локально. Наиболее значительным по длительности и масштабу воздействия на водосборы является земледельческое освоение речных водосборов. Массовая распашка склонов в бассейнах рек изменяет соотношение подземного и поверхностного стока воды в пользу последнего, способствует росту стока наносов, поступающих со склонов междуречья и формирующихся за счет русловых переформирований, нарушая сложившийся баланс эрозии и аккумуляции в речных системах на обширных территориях.

Понятие деградации малых рек включает комплекс взаимосвязанных процессов, приводящих как к изменению состояния водных объектов (ухудшение качества воды вследствие поступления загрязнителей, обмеление рек, заиление русел и т.д.), так и к их отмиранию (исчезновение постоянных водотоков в верховьях речных систем с превращением речных долин в суходолы). Сокращение протяженности речной сети — одно из проявлений процесса деградации, оно является результатом совместного влияния многих факторов, прямо или косвенно связанных с сельскохозяйственным освоением водосборов. Впервые внимание к этой проблеме было привлечено в 1870-е гг. В.В. Докучаевым [1994]. В 1876 г. на заседании Санкт-Петербургского собрания сельских хозяев он сделал доклад об обмелении рек Европейской России, в котором было четко разграничено местное (уменьшение глубины рек на отдельных участках) и общее (истинное) обмеление,

связанное с уменьшением годового количества протекающей по реке воды. Причиной местного обмеления, по его мнению, явилось избыточное поступление наносов с распаханых территорий. Но одновременно высказывалась и другая точка зрения: главная причина обмеления связана с климатическими изменениями, развившимися в частоте повторяемости засушливых лет [Оппок, 1900].

Заиление рек зависит не только от интенсивности процессов эрозии на водосборе и степени его распаханности, но от ряда природных и антропогенных факторов, определяющих долю смытого материала, поставляемого временными потоками в днище долины и русло реки. Наиболее важными среди них показателями являются густота сухоходольной (балочной) сети на водосборе, расположение устьев сухоходольных форм по отношению к руслу принимающей реки, морфология распаханых склонов (наличие развитой ложбинной сети увеличивает степень транзитности склоновых наносов), расположение пашни относительно бровок эрозионной сети, протяженность и наносоудерживающая способность рубежей стока.

Темпы заиления малых рек и следующая за ним перестройка структуры речной сети определяются сочетанием природно-антропогенных факторов, играющих ключевую роль в формировании стока воды, особенно в меженный период, и наносов, поступающих со склонов междуречья. Масштабы этого процесса, его временные рамки и особенности сказываются в изменении протяженности гидрографической сети за период интенсивного сельскохозяйственного освоения. Использование картометрического метода позволило провести сравнение сети постоянных водотоков, изображенных на топографических картах, составленных в разное время. Однако на старинных картах их плановые очертания могут быть искажены. Поэтому в качестве основы использовалась сеть тальвегов долин (включая не обводненные долины), снятых с карт масштаба 1 : 300 000, изданных в 1946–1963 гг. для всей территории СССР. На эту основу наносилось положение истока реки по состоянию на год составления карт, начиная с конца XVIII в. Таким образом, было получено несколько временных срезов, отражающих этапы изменения протяженности рек.

При картировании разных регионов в зависимости от доступности использовались карты Генерального межевания 1770–1780 гг. (масштаб 1 : 126 000), Специальная карта западной части Российской империи, составленная в 1826–1839 гг. (масштаб 1 : 420 000), военно-топографические карты губерний 1850–1860 гг. (масштаб 1 : 126 000), карты экспедиции по исследованию источников главнейших рек Европейской России, проводившейся под руководством А.А. Тилло на рубеже XIX–XX вв. (масштаб 1 : 126 000), топографические карты 1940–1950 гг. (масштаб 1 : 300 000).

Для определения достоверности используемых материалов была проведена оценка принципов изображения речной сети и отображения истока реки. Очертания водных объектов существенно меняются в ходе сезонного гидрологического цикла, поэтому для их сравнения необходимо использовать некоторое стандартное состояние водотока. При составлении современных топографических карт в этом качестве принимается наиболее низкое стояние уровней воды периода открытого русла — летняя межень. Как свидетельствует текст правительственной инструкции о производстве землемерных работ [Межевая инструкция..., 1797], это правило действовало уже в период кампании по созданию карт Генерального межевания. Несмотря на то что они не были инструментальными и составлялись в камеральных условиях по полевым брульонам и описаниям, положению водных объектов уделялось пристальное внимание, так как они часто служили границами владений.

Десятиверстная Специальная карта западной части Российской империи [1840] была одной из первых общероссийских топографических карт; ее составление было начато в 1821 г. под руководством Ф.Ф. Шуберта, основателя и первого директора Корпуса военных топографов. Основными источниками для создания этой карты послужили материалы Генерального межевания с привлечением результатов рекогносцировок военных топографов (1816–1821 гг.), заключавшихся в прокладке системы инструментальных ходов по главным рекам и дорогам. Инструментальные съемки проводились в 2–5-километровой полосе вдоль них, пространство между полосами картировалось глазомерно с привлечением данных межевых планов. Таким образом, карта Ф.Ф. Шуберта по способу создания была полуинструментальной. Часть материалов, положенных в ее основу, была результатом непосредственного вычерчивания ситуации в поле на мензуле, другая часть являлась «графическим изложением» межевых съемочных журналов-описаний [Постников, 1989]. Подобный способ создания карты неизбежно приводил к неточностям. Однако сравнение рисовки речной сети на этой карте и близкой к ней по масштабу современной топографической карты масштаба 1 : 300 000 показали очень высокую достоверность первой для регионов центральной России. К сожалению, для южных районов качество изображения гидросети на карте Ф.Ф. Шуберта не выдерживает критики, и для данной территории сравнение проводилось с 10-верстной Специальной картой Европейской России с прилегающей частью Западной Европы и Малой Азии (под редакцией Стрельбицкого), созданной в 1865–1871 гг.

Военно-топографические двух- и трехверстные карты, созданные Корпусом военных топографов, были уже полностью инструментальными. Отображение эрозионной и гидрографической сети на них за редкими исключениями было вполне удовлетворительным.

Сопоставление протяженности речной сети с использованием картометрического метода было проведено для меридиональной полосы, охватывающей часть лесной, лесостепной и степной зон от Москвы до Ставропольской возвышенности и Азово-Кубанской низменности [Иванова и др., 1996], включающей реки бассейнов верхней Оки, Дона, Калауса и Егорлыка. В результате была создана схема динамики протяженности речной сети за 80–120 лет, позволившая определить тенденции ее изменений в различных природно-климатических зонах и на территориях с различной длительностью земледельческого использования (рис. 8.5, табл. 8.17).

Таблица 8.17

**Изменение густоты речной сети в речных бассейнах Русской равнины в XIX и XX вв.
[Golosov, Panin, 2006]**

Речной бассейн	Площадь, км ²	Местоположение			Густота речной сети**, км/км ²		Изменение густоты речной сети, %
		широта*	долгота*	ландшафтная зона	1830-е гг.	1940-е гг.	
Москва	8000	55,8	36,3	Лесная	0,266	0,256	–3,8
Пахра	2440	55,4	37,2	Лесная	0,249	0,250	0,4
Северка	1490	55,3	38,0	Лесная	0,185	0,184	–0,4
Нара	1890	55,2	36,7	Лесная	0,232	0,226	–2,6
Лопасня	1080	55,1	36,3	Лесная	0,186	0,169	–7,6

Продолжение табл. 8.17

Речной бассейн	Площадь, км ²	Местоположение			Густота речной сети **, км/км ²		Изменение густоты речной сети, %
		широта *	долгота *	ландшафтная зона	1830-е гг.	1940-е гг.	
Протва	4520	54,9	35,0	Лесная	0,259	0,244	-5,8
Угра	15 600	54,9	35,0	Лесная	0,238	0,220	-4,1
Осетр	3250	54,6	38,0	Лесная	0,253	0,219	-13,3
Жиздра	9290	53,7	35,4	Лесная	0,275	0,292	6,2
Нугрь	1550	53,3	35,9	Лесная	0,282	0,260	-7,7
Ока	7280	52,9	35,9	Лесная	0,273	0,271	0,7
Упа	6310	54,0	37,6	Лесостепь	0,268	0,232	-13,7
Проня	10 300	53,9	39,5	Лесостепь	0,293	0,195	-33,4
Плава	1870	53,7	37,4	Лесостепь	0,210	0,136	-35,1
Зуша	7000	53,0	37,1	Лесостепь	0,227	0,161	-29,3
Верхний Дон	12 100	53,5	38,5	Лесостепь	0,232	0,120	-48,0
Воронеж	21 300	52,7	40,2	Лесостепь	0,204	0,123	-39,7
Сосна	17 000	52,4	37,6	Лесостепь	0,291	0,211	-27,5
Ведуга	1520	51,8	38,8	Лесостепь	0,229	0,181	-20,9
Девица	1250	51,6	38,7	Лесостепь	0,173	0,110	-36,3
Битюг	8900	51,5	40,7	Лесостепь	0,176	0,104	-41,0
Икорец	1850	51,4	40,0	Лесостепь	0,184	0,075	-59,2
Потудань	1880	51,0	38,7	Лесостепь	0,144	0,076	-47,0
Тихая Сосна	4180	50,7	38,7	Лесостепь	0,120	0,062	-48,0
Хопёр	61 300	51,5	43,0	Лесостепь, степь	0,163	0,096	-41,0
Оскол	14 842	50,4	37,9	Лесостепь, степь	0,148	0,064	-56,6
Северский Донецк ***	23 145	50,0	36,6	Лесостепь, степь	0,174	0,071	-59,1
Осередь	2480	50,8	40,5	Степь	0,124	0,056	-55,1
Толучеевка	5040	50,4	41,1	Степь	0,082	0,037	-54,3
Черная Калитва	5560	50,4	39,3	Степь	0,098	0,037	-62,3
Айдар	7383	49,5	39,1	Степь	0,099	0,043	-56,2
Деркул	5418	49,1	39,9	Степь	0,083	0,044	-46,6
Чир	10 500	49,0	42,0	Степь	0,086	0,043	-50,0
Калитва	10 454	48,9	41,8	Степь	0,103	0,053	-48,1
Бузиновка	1560	48,9	43,1	Степь	0,067	0,023	-73,6
Казенный Торец	5326	48,6	37,3	Степь	0,129	0,064	-50,2
Лугань	3473	48,5	38,8	Степь	0,099	0,030	-69,9

Речной бассейн	Площадь, км ²	Местоположение			Густота речной сети**, км/км ²		Изменение густоты речной сети, %
		широта*	долгота*	ландшафтная зона	1830-е гг.	1940-е гг.	
Быстрая	4228	48,4	41,5	Степь	0,073	0,051	-30,3
Цимла	1540	48,4	42,5	Степь	0,088	0,034	-46,9
Лихая	1715	48,2	39,6	Степь	0,153	0,084	-44,9
Кундрючная	2349	47,9	40,3	Степь	0,125	0,100	-20,5
Средний Егорлык	2190	46,4	41,3	Степь	0,106	0,060	-43,4
Егорлык	16 100	45,7	42,0	Степь	0,093	0,079	-15,9
Калаус	9200	45,4	42,8	Степь	0,113	0,061	-46,2

* Широта и долгота географического центра каждого бассейна;

** Измерения проводились вдоль оси днища долин, т.е. извилистость русел рек не учитывалась;

*** Изменения в бассейне реки Северский Донец за период 1840-е—1950-е гг.

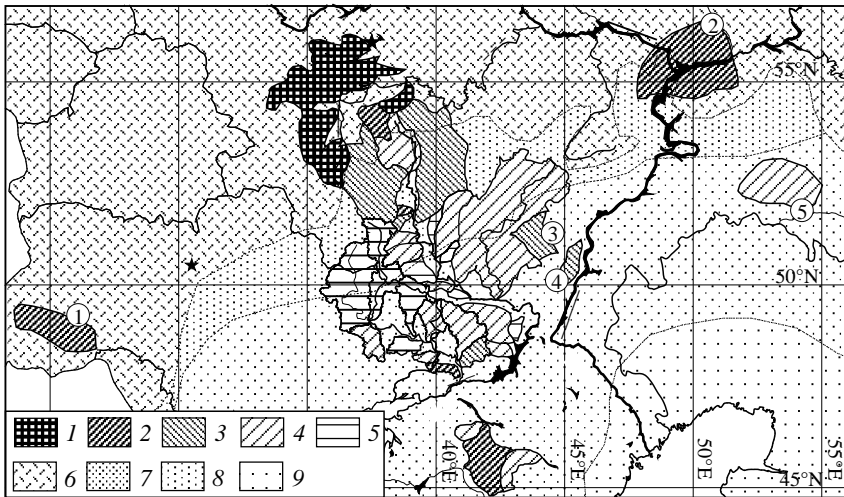


Рис. 8.5. Изменение протяженности речной сети в бассейнах Русской равнины [Golosov et al., 1997], Западной Подолии [Ковальчук, Штойко, 1992], Западного Татарстана [Бойко и др., 1993], рек Терсы, Иловли и верховой Самары [Голосов, Иванова, 1993] (середина XX в. по сравнению с первой половиной XIX в., %:

1 — 90–110; 2 — 75–90; 3 — 60–75; 4 — 45–60; 5 — 25–45; 6 — 25–10; 7 — 10–5; 8 — 5–1; 9 — <1

Массовая распашка земель в различных частях ЕТР происходила не одновременно и разными темпами, что сказалось в заилении и деградации малых рек. По виду кривых динамики площади пашни четко выделяется регион старого освоения — бывшие Московская, Калужская, Владимирская губернии (рис. 8.6, а), характеризующийся достаточно высокой распаханностью: 30–40% от общей площади к концу XVII в., медленное ее увеличение до первой трети XIX в. и после-

дующее сокращение в связи с забрасыванием земель. Пик деградации малых рек имел здесь место в XVIII в., а местами и ранее, так как в лесной зоне из-за большой вариабельности природных условий, определяющих притягательность территории для заселения и сельскохозяйственного использования, темпы отмирания малых рек отличаются значительной пространственно-временной неравномерностью.

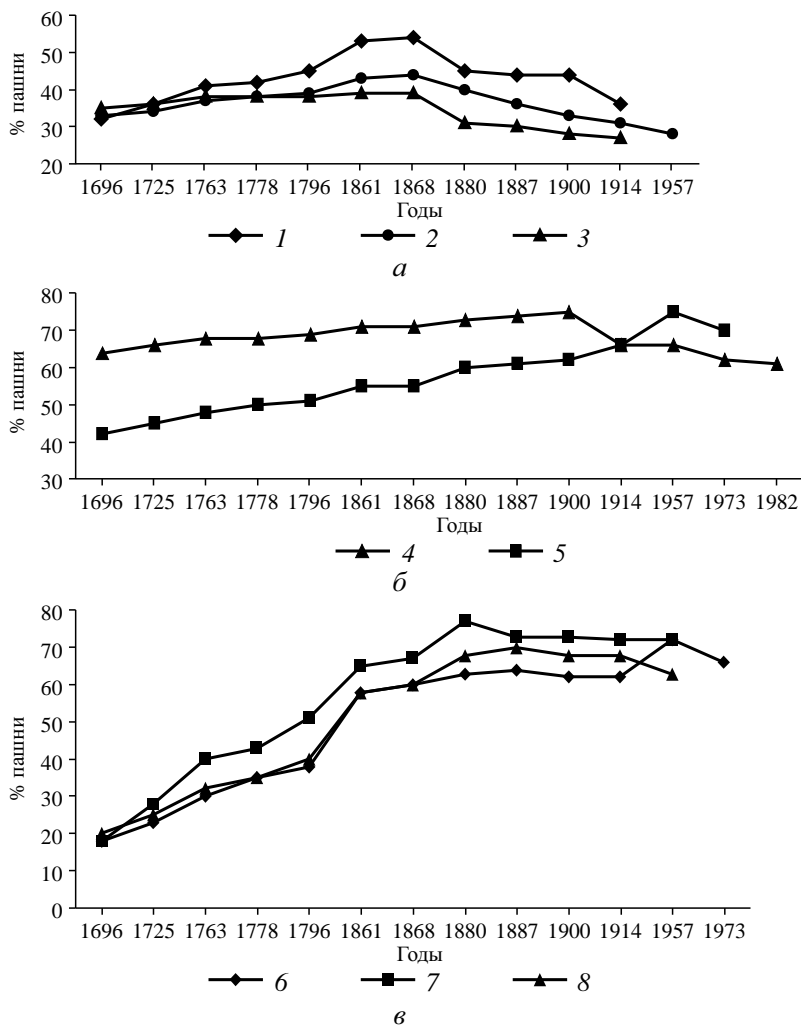


Рис. 8.6. Динамика площади пашни в регионах с различной давностью освоения. Зоны: а — лесная (1 — Калужская; 2 — Владимирская; 3 — Московская области); б — лесостепная (4 — Тульская; 5 — Орловская области); в — степная (6 — Тамбовская; 7 — Курская; 8 — Воронежская области)

К таким территориям относятся бассейны левобережных притоков р. Оки в Калужской области. Здесь проходит граница лесной и лесостепной зон; в лесной зоне существуют территории с лесостепными ландшафтами — ополья, в частности Мещовское, дренируемое реками Брынью и Сереной, и Ульяновское, расположенное в левобережной части бассейна р. Вытебети. Вследствие благоприятных почвенных условий ополья являются районами раннего сельскохозяйственного освоения. На пе-

риод Генерального межевания (1776 г.) залесенность здесь была не более 9% при 43% в среднем по губернии [Цветков, 1957]. Уже к 1880 г. пашня занимала около 60% площади Мещовского уезда (Статистика поземельной собственности, 1892 г.) при средних значениях для губернии в целом 45%.

Сравнение протяженности речной сети для этого региона проводилось по трехверстной Военно-топографической карте Тульской губернии (1861 г.), составленной по материалам работ 1855–1858 гг.

Сокращение за рассматриваемый период протяженности малых рек в бассейнах Брыни и Серены (27 и 16% в среднем по бассейну соответственно) является самым значительным. Характерно, что именно здесь отмечен наибольший процент полного исчезновения малых притоков, впадающих непосредственно в стволую реку (24% для водосбора Серены и 29% для водосбора Брыни). Притоки р. Вытебети, дренирующие Ульяновское ополье, сократили свою протяженность на 32% при среднем для бассейна р. Угры показателе 4% (см. табл. 8.16).

Тарусский уезд Калужской губернии также отличался большой длительностью земледельческого использования. В период Генерального межевания (1776–1786 гг.) площадь пашни составляла здесь 53% [Кириков, 1960] при 42% распаханности в среднем по губернии [Цветков, 1957]. Для правобережных притоков р. Тарусы, дренирующих южную часть бассейна, среднее сокращение протяженности за период 1858–1954 гг. составило 38%; для левобережных (северная часть бассейна) — 19%. В целом по бассейну сокращение протяженности рек первого — второго (длиной до 10 км) и третьего — четвертого порядков составило 40 и 19% соответственно. Для других частей бассейна с разной длительностью земледельческого использования результаты несколько иные. В северной, позже освоенной части бассейна принципиальных отличий от общей картины нет, но разница в деградации водотоков первого — второго и третьего — четвертого порядков очень значительная (47 и 9%), т.е. протяженность рек длиной до 10 км с середины XIX в. сократилась вдвое, а реки более высоких порядков деградацией практически не затронуты. В наиболее освоенной части, которая также характеризуется наибольшей продолжительностью освоения, самое высокое сокращение (41%) выявлено для рек третьего — четвертого порядка, протяженность самых малых рек уменьшилась на 30%. Следовательно, здесь их деградация в связи с длительным освоением распространилась уже вниз по эрозионно-руслевой системе.

В лесостепной зоне и на севере степной зоны повсеместно прослеживается направленная тенденция уменьшения протяженности речных систем. Отмирание 30–40% речной сети фиксируется в пределах зоны первоначальной колонизации Русского государства (верховья Дона и Оки в пределах бывших Тульской и Орловской губерний) (см. табл. 8.16). Это территории, примыкавшие к староосвоенному центру и находившиеся издавна на пути колонизационных миграций, где к концу XVII в. было распаханно 40–60% земель (рис. 8.6, б).

Сопоставление протяженности рек в бассейнах верхнего Дона и Красивой Мечи [Панин и др., 1997] по картам 1780, 1830, 1950 и 1980 гг. и результаты натурных наблюдений 1994 г. показали, что в конце XVIII в. постоянные водотоки занимали около половины протяженности всей долинно-балочной сети, а основной этап отмирания рек закончился здесь к середине XIX в.

Сравнение динамики распаханности и протяженности гидрографической сети в этом регионе показало, что наиболее высокие темпы сокращения речной сети отмечались в конце XVIII — начале XIX в., тогда как площадь пашни продолжала увеличиваться до конца XIX в. (рис. 8.6, в). Однако освоение этой территории шло

очень неравномерно. Массовая распашка земель началась здесь из-за военно-политической обстановки на окраинах Русского государства не ранее конца XVI — начала XVII вв.: угроза татарских набегов в южных уездах Тульской губернии сохранялась вплоть до 1659 г. [Яцунский, 1961]. Более 60% территории было распахано в течение 100–120 лет, и в последующие 200 лет прирост пашни составил менее 20%.

Тренды изменения распаханности и сокращения гидрографической сети совпадают по направленности, но не совпадают во времени (рис. 8.7). Отмирание речной сети происходило скачкообразно. Период, когда отмечаются быстрые темпы сокращения длины рек, охватывает несколько десятилетий после резкого увеличения площади пахотных земель. Незначительный прирост площади пашни в начале XX в. не оказал заметного влияния на темпы сокращения протяженности рек. Вероятно, это объясняется тем, что заиление верхних звеньев гидрографической сети приводит к увеличению протяженности суходолов и уменьшению доли продуктов эрозии, поступающих в русла сохранившихся рек более высоких порядков. Таким образом, определенное равновесие, достигнутое флювиальной системой и характеризующееся новым соотношением протяженности обводненных и сухих долин, остается достаточно стабильным при незначительном увеличении распаханности.



Рис. 8.7. Темпы изменения распаханности и протяженности гидросети в бассейне верхнего Дона:
1 — площади пашни; 2 — протяженность речной сети

Динамика сокращения протяженности гидрографической сети во времени различна также для рек разных порядков. Исчезновение постоянного водотока отмечено у рек первого — четвертого порядков, тогда как протяженность рек пятого и более высоких порядков не изменилась. В результате за 200 лет произошла трансформация структуры речной сети со значительным упрощением ее рисунка. Максимум суммарной протяженности рек в конце XVIII в. приходился на реки первого порядка, к 1830 г. он сместился на реки третьего порядка, к середине XX в. — четвертого порядка.

Наибольшие темпы деградации отмечены для области колонизации XVIII–XIX вв. (бывшие Курская, Воронежская, Тамбовская губернии), где распаханность

в конце XVII в. не превышала 20%, но в дальнейшем увеличивалась быстрыми темпами вплоть до конца XIX в. В бассейнах притоков нижнего Дона сокращение протяженности рек за период 1830–1940 гг. составило от 47 до 70% (см. табл. 8.17).

В южной части Русской равнины, на Кубани и особенно в Ставрополье до 1890-х гг. преобладало скотоводство. Перемещение главного центра производства зерна на юго-восток обусловило массовую и быструю распашку целинных земель. К 1913 г. первое место по производству зерна заняли Кубанская и Терская области (Предкавказье). Если в 1880–1884 гг. степень распаханности территории в пределах современного Ставропольского края составляла 12%, то к 1910–1913 гг. было освоено 84% земель. Быстрое увеличение площади пашни за столь короткий срок привело к бурной перестройке речной сети. В бассейне р. Калауса протяженность речной сети сократилась за 70–80 лет (1870–1950 гг.) на 46%, но фактически это сокращение произошло быстрее.

В зависимости от природных условий, морфометрических особенностей речного бассейна и пространственного положения распахиваемых площадей относительно малых рек для каждой речной системы существуют индивидуальные пороговые значения площади пашни, при превышении которых темпы деградации заметно усиливаются, но в любом случае площадь пашни составляет не менее 45–50% от площади бассейна. Примером воздействия быстрой и массовой распашки на состояние малых рек является ситуация, сложившаяся в Урало-Тобольском междуречье. До середины 1950-х гг. распаханность данной территории не превышала 16%. Сопоставление протяженности речной сети, проведенное по картам равного масштаба, составленным в 1855 и 1954 гг., показало полное отсутствие изменений. Однако к 1957 г. в ходе освоения целинных земель площадь пашни возросла до 42, а затем до 46%. Следствием этого явилось резкое увеличение стока воды и наносов, что сказалось на состоянии малых рек. В табл. 8.18 приведены результаты сопоставления протяженности гидрографической сети по топографическим картам (масштаб 1 : 100 000), созданным в разные годы, и данным полевого обследования бассейнов малых рек Урало-Тобольского междуречья, полученным в 1989 г. Наиболее ощутимо за 40 лет деградировали реки с площадью водосбора от 50 до 300 км². Меньшая степень деградации малых рек с площадью водосбора до 50 км² объясняется большими уклонами русел, а также значительной долей грунтового питания.

Таблица 8.18

Темпы деградации малых рек Урало-Тобольского междуречья после освоения целинных земель

Площадь водосбора, км ²	Количество постоянных водотоков, %		
	Начало 1950-х гг.	Начало 1970-х гг.	1989 г.
Менее 50	100	71	43
50–100	100	100	14
100–300	100	57	21
300–1000	100	100	54
Более 1000	100	100	100

Таким образом, влияние распашки на трансформацию структуры сети малых рек в зоне интенсивного земледельческого освоения не вызывает сомнений. Однако важнейшими факторами, определяющими темпы и особенности деградации

речной сети, также являются гидроклиматические условия и их изменения по площади и во времени, особенности грунтового питания истоков рек.

Одним из наиболее надежных источников сведений о климатических колебаниях за последние столетия являются летописи, а также обзоры погоды, публиковавшиеся в газетах. Для европейской части России достаточно полные сведения имеются в летописях XIII–XVII вв. и газетных публикациях XVIII–XIX вв. [Ляхов, 1987]. Динамика изменений экстремально теплых и холодных сезонов для центра Русской равнины, начиная с XVI в., показана на рис. 8.8. Летописные данные чаще всего характеризуют климатические условия северной половины южного мегасклона Русской равнины. Для южной части подобная информация существует только последние два столетия. Но учитывая последовательность освоения региона с севера на юг — юго-восток, а также преобладание запад — северо-западного переноса воздушных масс, перечисленные источники достаточно полно отражают изменчивость климатических показателей. В целом среднегодовые температуры воздуха в центре ЕТР до начала XX в. были ниже среднееголетних, измеренных за период инструментальных наблюдений. Исключение составляют отдельные периоды XVIII в., которые были аналогичны современным [Ляхов, 1984; Воронов, 1992; Клиге и др., 1993]. Общей закономерностью для XVI–XIX вв. являлось преобладание холодных зим, тогда как теплые периоды года характеризовались сглаженностью температурного режима, т.е. климатические условия этого времени на Русской равнине были более континентальными, была выше повторяемость интенсивного снеготаяния, сопровождавшегося интенсивным смывом с пашни, особенно в степной и лесостепной зонах [Сурмач, 1976; Барабанов, 1993]. Одновременно возросла интенсивность роста оврагов, прирост которых в центре Русской равнины в большей мере был обусловлен весенним стоком со склонов [Бутаков и др., 2000]. Высокие коэффициенты стока в весеннее время способствовали формированию мощных половодий особенно на водосборах с большой долей пахотных земель. На это указывает практически равное количество экстремально суровых и многоводных весен в центре европейской России за последнее тысячелетие [Клиге и др., 1993]. В результате для периода, предшествовавшего XX в., характерна

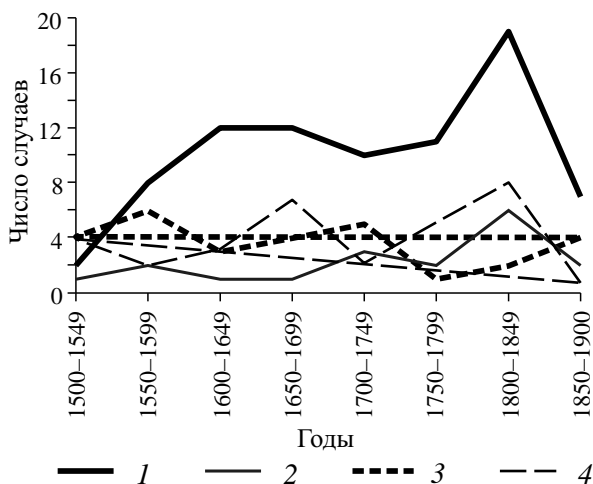


Рис. 8.8. Повторяемость аномально теплых и холодных сезонов на Русской равнине в 1500–1900 гг. по 50-летним интервалам (по летописным данным):
1 — зима холодная; 2 — зима теплая; 3 — лето холодное; 4 — лето теплое

высокая интенсивность перераспределения наносов на участке склон — русло реки в пределах распахиваемых водосборов. В неосвоенных и слабо освоенных частях степной и лесостепной зон частые высокие весенние половодья способствовали регулярной очистке русел малых рек от наносов, поскольку со склонов поступал преимущественно слабонасыщенный наносами сток воды.

В теплое время года в XVII и особенно в XVI вв. согласно архивным данным наблюдалась высокая повторяемость экстремальной влажности [Клиге и др., 1993]. В это время в пределах южного мегасклона Русской равнины интенсивно распахивалась только южная часть лесной зоны. Увеличение количества летних осадков, вероятно, способствовало интенсификации ливневого смыва и переотложению наносов у подножий склонов, но вряд ли привело к значительному росту поступления склонового материала в русла рек, если учитывать специфику распашки междуречных пространств юга лесной зоны и морфологию вторично-ледникового рельефа.

В XVIII — конце XIX вв. в теплое время года отмечалась только экстремальная засушливость [Ляхов, 1987], причем засухи охватывали обширные регионы. Это подтверждается высокими коэффициентами корреляции (0,7–0,87) повторяемости для экстремальных по засушливости лет между различными регионами Русской равнины [Клиге и др., 1993]. Обычно засухи возникают при дефиците осадков в конце весны — начале лета, т.е. в наиболее эрозионно-опасный период, из-за низкого проективного покрытия почвы после проведения посевной. Поэтому результативность интенсивного ливневого смыва и последующего перераспределения наносов в пределах всего южного мегасклона Русской равнины могла быть несколько ниже ее современных величин. Высокая повторяемость засух в XIX в. привела к общему снижению здесь стока воды, охватив бассейны как Дона [Богуцарсков, 1990], так и Днепра [Клиге и др., 1993], и Волги. Таким образом, общее сокращение грунтового питания рек, обусловленное длительным периодом с высокой повторяемостью засух, способствовало пересыханию малых рек, что в сочетании с ростом объема склоновых наносов по мере роста распашки лесостепной и степной зон еще более ускоряло процесс сокращения протяженности постоянных водотоков [Golosov, Panin, 2006].

Изменчивость соотношения поверхностного склонового стока, верховодки, стока с верхних звеньев гидрографической сети и грунтового стока в течение года определяет максимальные, минимальные и средние расходы воды на реках. В период естественного формирования стока воды со склонов до начала массовой распашки Русской равнины в летне-осенний период поверхностный ливневой сток был ничтожно мал в лесной и лесостепной зонах. Здесь даже на крутых бортах речных долин коэффициент ливневого стока не превышал 0,1. В степной зоне он также составлял в среднем $< 0,1$ [Грин, 1970], за исключением случаев стока со склонов после естественных пожаров, которые резко снижают водопроницаемость почв.

В период снеготаяния на юге лесной зоны сток в лесу формируется только на суглинистых почвах при достаточно глубоком промерзании почв. Повторяемость подобных ситуаций невелика, и в среднемноголетнем разрезе коэффициент поверхностного стока воды в лесу не превышает 0,18 ($C_v = 0,75$) [Субботин, Дыгало, 1991]. Весенний сток в лесах, растущих на супесчаных и песчаных почвах, не формируется. Естественные некосимые луга также достаточно хорошо предохраняют почву от промерзания благодаря мощной подушке отмершей травы. Поэтому в период снеготаяния сток с открытых залуженных пространств лесостепной и степной зон

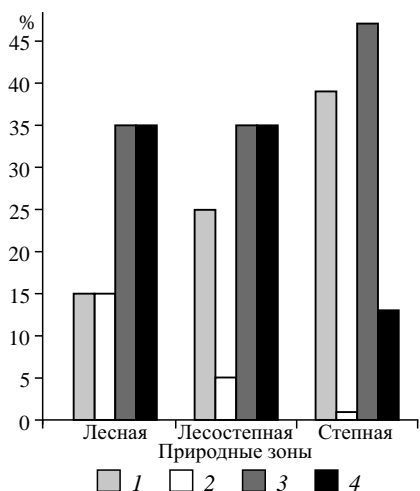


Рис. 8.9. Составляющие полного годового стока рек южного мегасклона Русской равнины по природным зонам: 1 — поверхностный сток; 2 — сток из верхних звеньев гидрографической сети (временные водотоки); 3 — сток из притоков (постоянные водотоки); 4 — подземный сток рек (по Н.И. Коронкевичу и др., [1994б])

очень мал. Основной сток в ненарушенных условиях формируется в линейных понижениях рельефа (ложбинах, оврагах, долинах), где частично происходит разгрузка грунтовых вод и полностью выклинивается верховодка. Там же накапливаются большие запасы снега, сдуваемого с открытых пространств. Таяние снега в линейных понижениях рельефа происходит уже при относительно высоких температурах воздуха, в естественных условиях оно способствует формированию высоких паводков в степной и лесостепной зонах.

Вырубка лесов, распашка земель и перевыпас скота привели к существенной трансформации бассейновой составляющей стока воды в сторону увеличения доли склонового стока, особенно в степной зоне (рис. 8.9). Выделяется два этапа изменений склонового стока [Коронкевич, 1990]. При господстве переложного земледелия поверхностный сток сначала резко возрос, а затем медленно возвращался к прежнему уровню. Сплошная массовая распашка, которая на юге лесной зоны пришлось на XVIII в., в лесостепной зоне — на вторую половину XIX в., а в степной зоне — на XX в., когда она совпала с периодом машинной обработки, привела к еще более резкому увеличению стока со склонов. Медленный рост его объема продолжался до замены весенней пахоты под яровые культуры зяблевой осенней вспашкой. Это послужило причиной некоторого снижения стока, которое в наибольшей мере проявилось на степной зоне [Коронкевич, Чернышев и др., 1994б] (табл. 8.19). Колебания поверхностного стока сопровождалось синхронными изменениями доли внутрипочвенного стока.

Таблица 8.19

Сокращение запасов влаги и уменьшение коэффициента поверхностного стока воды с пашни при зяблевой вспашке в бассейне Дона [Коронкевич, 1990]

Природная зона	Запасы влаги (в слое 0–50 см)		Коэффициент стока, <i>n</i> раз
	мм	%	
Лесная (юг)	5–15	5–10	1,3–1,5
Лесостепная	10–20	10–20	1,6–2,4
Степная	15–25	20–30	3,0–5,0

Согласно данным многолетних наблюдений в период снеготаяния на юге лесной зоны на суглинистых почвах среднемноголетний поверхностный сток воды с полевого распахиваемого водосбора в 4 раза превышает сток с залесенного водосбора. Поверхностный сток в лесу на супесчаных почвах отсутствует, а среднемноголетний коэффициент стока с пашни составляет 0,41 [Субботин, Дыгало, 1991]. Сведение лесов приводит к увеличению неравномерности залегания снега

на водосборе примерно на 30% [Копанев, 1978], что сказывается на росте максимальных расходов воды склонового стока и, как следствие, смыва почв [Литвин, Голосов и др., 1998]. В летне-осенний период также наблюдается увеличение поверхностного стока за счет роста объемов стока на пашне. Это связано с более чем двукратным снижением водопроницаемости пахотных почв в сравнении с необрабатываемыми [Назаров, 1970].

Степень изменения стока тем выше, чем значительнее преобразован естественный ландшафт. В лесостепной зоне южного мегасклона Русской равнины распашка земель максимальна и во многих речных бассейнах превышает 80%. Пахотные земли являются доминирующим элементом ландшафта. В естественных условиях поверхностный сток воды в широколиственных лесах и на некосимых лугах был ничтожно мал даже в период снеготаяния. Коэффициент стока воды с антропогенно-нарушенных земель варьирует в широких пределах, достигая максимальных величин на уплотненной пашне (табл. 8.20). Принимая приблизительно равным соотношение посевов озимых, зяби и стерни на момент весеннего снеготаяния, можно говорить о семикратном росте поверхностного стока с пахотных угодий по сравнению с целинным лугом. Поскольку оставшиеся нераспаханными борта долин интенсивно используются для выпаса скота и в качестве сенокосов, а их доля в общей площади пахотных земель составляет не более 20%, то в большинстве речных бассейнов сток весеннего половодья возрос как минимум в 6 раз. Рост весеннего стока способствовал в этой зоне максимальному развитию овражной эрозии [Овражная эрозия, 1989], что привело к существенному снижению уровня грунтовых вод и деградации верхних звеньев речной сети, прежде всего на юге лесостепи в зоне недостаточного увлажнения. В то же время возросли в сравнении с ненарушенными ландшафтами максимальные расходы воды в половодье, что способствовало усилению аккумуляции наносов на поймах сохранившихся рек [Курбанова, 1996] и одновременной «промывке» их русел. В летне-осенний период коэффициенты поверхностного стока увеличились примерно на порядок. Это привело к снижению доли грунтового питания рек и деградации малых рек юга лесостепи, что выразилась в периодическом пересыхании русел рек северной части лесостепи [Дедков, Векилов и др., 1995].

Таблица 8.20

**Соотношение коэффициента весеннего стока с полей с уплотненной почвой и с зяби*
(по [Коронкевич, 1990])**

Природная зона	Залежь			Озимь	Многолетние травы	Целина с выпасом	Зябь
	молодая	Средняя	старая				
Лесная (юг)	1,15	1,0	0,8	1,15	1,1	—	0,75
Лесостепь	1,25	1,05	—	1,2	1,15	0,85	0,55
Степная	—	1,15	—	1,3	1,25	0,7	0,3

*За единицу принят коэффициент стока со стерни по каждой зоне отдельно.

Распашка степной зоны привела к значительному изменению баланса влаги на водосборе. В частности, уменьшилась неравномерность залегания снега, который ранее сдувался в понижения рельефа на водоразделах и в долинно-балочную сеть, а теперь задерживается в понижениях микрорельефа на зяби, стерней и т.д. Это способствует увеличению испарения снега в период зимних оттепелей. В результате к началу снеготаяния суммарные запасы воды в снеге на водосборах

верхних звеньев флювиальной сети стали меньше, чем в естественных условиях. Следует учитывать, что таяние снега в понижениях рельефа происходит позже и при более высоких температурах воздуха, что ведет к дружному сходу снега и формированию высоких половодий. Одновременно после внедрения зяблевой вспашки произошло повышение уровня грунтовых вод за счет сокращения поверхностного стока (рис. 8.10), причем в наибольшей мере в степной зоне. Но это не компенсирует снижения уровня грунтовых вод по сравнению с естественными условиями в летнее время. Это вызвано двумя причинами. Во-первых, после распашки склонов междуречий во многих случаях исчезли блюдцеобразные понижения, в которых накапливалась влага, служившая источником пополнения грунтовых вод в течение засушливого летнего периода [Докучаев, 1878]. Во-вторых, произошло резкое увеличение коэффициента стока при ливнях, особенно выпадающих в апреле — июне, когда почва оголена и еще имеет запасы весенней влаги. Таким образом, осенняя зяблевая вспашка земель способствует сокращению поверхностного стока, тогда как весенняя пахота приводит к его росту [Водогрещкий, 1990].

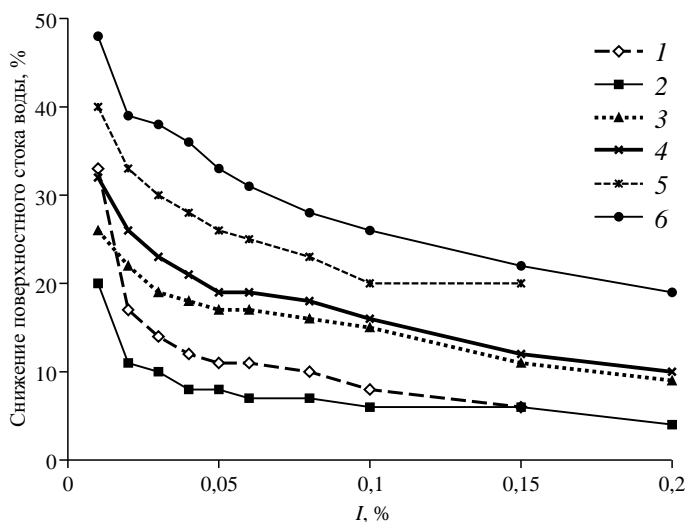


Рис. 8.10. Зависимость сокращения слоя поверхностного склонового стока при зяблевой вспашке на глубину 22 см (в сравнении с уплотненной пашней — стерня, озимь) от уклона склона в различных природных зонах ЕТР:

1 — юг лесной зоны, супесчаные почвы; 2 — юг лесной зоны, суглинистые почвы; 3 — север лесостепной зоны; 4 — юг лесостепной зоны; 5 — север степной зоны; 6 — юг степной зоны [Водогрещкий, 1990]

Сохранность постоянного стока в руслах рек и ручьев верхних звеньев флювиальной сети в условиях распашки водосбора во многом зависит также от глубины залегания грунтовых вод, являющихся одним из важных источников их питания, особенно в межень. При неглубоком залегании грунтовых вод на водосборе (1–3 м) при прочих равных условиях весенний сток увеличивается с ростом залесенности. При более глубоком залегании грунтовых вод они разгружаются в течение зимы, а весеннее пополнение запасов разгружается только в летнюю межень. Аналогично на пополнение запасов грунтовых вод в весеннее время и на их возможность поддерживать меженный сток влияет зяблевая вспашка, роль которой особенно важна

для водотоков степной и лесостепной зон. В зависимости от водности года в лесостепной и степной зонах меженный сток рек и ручьев увеличивается на 10–30% при зяблевой вспашке на более 50% площади водосбора [Водогрещкий, 1990].

Распашка обширных площадей на водосборах рек южного мегасклона Русской равнины привела к тому, что соотношение годового и весеннего стока воды рек юга лесной, лесостепной и степной зон стало практически одинаковым. При этом суммарный сток наиболее значительно сократился в степной зоне из-за увеличения потерь на испарение, особенно в осенне-зимний период, и максимальной зарегулированности склонового стока системой прудов, расположенных в верхних звеньях флювиальной сети [Прыткова, 1984].

Таким образом, сокращение протяженности малых рек происходит с некоторым запаздыванием после начала интенсивного сельскохозяйственного освоения равнинных территорий с ростом площадей пахотных земель свыше 50–60% от площади водосбора. Распашка приводит к резкому сокращению грунтового питания рек в связи с увеличением поверхностного стока, который в свою очередь стимулирует усиление эрозионных процессов на обрабатываемых склонах. Насыщенные наносами воды стекают в днища речных долин, где происходит аккумуляция наносов. В лесостепной и на севере степной зон ЕТР период массовой распашки земель совпал по времени с увеличением повторяемости летних засух, что еще в большей мере стимулировало процессы отмирания речной сети и быстрое заиливание ручьев и рек первых порядков. При условии сокращения пахотных земель и общего увеличения увлажнения территории возможен обратный процесс увеличения протяженности малых рек, который отмечен на юге лесной зоны ЕТР. Однако этот процесс гораздо в большей мере растянут во времени относительно начала периода усиления увлажненности территории и снижения площади пахотных земель, так как восстановлению руслового стока в днищах долин препятствуют заполнившие русла толщи наносов, смытых со склонов междуречий.

8.3.2. Трансформации русел средних и больших рек

Жизнь людей издавна была сосредоточена вдоль рек. По рекам передвигались, здесь охотились, ловили рыбу. Земли на дне речных долин использовались для сельского хозяйства, речные воды — для орошения и водоснабжения. На берегах рек возникали первые поселения, многие из которых превратились в крупнейшие города.

Человек на реки влияет несколько тысяч лет. Но лишь в начале XX в. стало ясно, что в густонаселенных районах Земли его деятельность стала более мощным фактором развития рек, чем природа. В своей деятельности (сельское и лесное хозяйство, строительство, урбанизация, получение электротенергии, добыча полезных ископаемых, транспорт) человек изменяет многие факторы русловых процессов, причем делает это очень быстро по сравнению с естественным изменением тех же факторов. Например, регулирование стока воды и уменьшение стока наносов совершаются при создании водохранилищ в течение нескольких лет, тогда как подобные естественные изменения проявляются на протяжении тысячелетий и геологических отрезков времени. То же относится к механическим воздействиям на русла рек. Например, спрямление речных излучин — длительный процесс, охватывающий десятилетия или столетия. Человек же делает это в течение нескольких месяцев. Соответствующей может быть и реакция реки на такие нарушения.

Гидрологические факторы испытывают значительные изменения, причем как многолетние и вековые, так и сезонные и кратковременные. В подавляющем

большинстве случаев естественный режим речного стока отличается крайней неравномерностью. Через равнинные реки со снеговым питанием за 1,5–3 месяца весеннего половодья проходит 60–70% годового стока. Также существенно различается годовой сток в многолетнем плане. Такое распределение стока находится в противоречии с режимом потребления водных ресурсов большинством отраслей хозяйства. Так, гидроэнергетика предъявляет повышенный спрос на воду в осенне-зимние месяцы, когда расходы воды в реках наименьшие. Напротив, судоходство в нижних бьефах плотин заинтересовано в увеличении водности реки в летне-осенний период.

При использовании реки и ее ресурсов (водных, минеральных, земельных) у человека появилась необходимость вносить изменения в режим стока воды и наносов, в морфологию русел рек. С древнейших времен использование водных ресурсов требовало выполнения мероприятий, регулирующих русла рек, сток воды и наносов. К таким мероприятиям относится создание водохранилищ, накапливающих воду и перераспределяющих сток в сезонном и многолетнем планах, строительство дамб и плотин, защищающих населенные пункты и прибрежные земли от размыва реками и разрушительных наводнений (Китай, Индия, Ближний Восток). Сооружения и мероприятия для защиты от наводнений широко применялись в районах с ограниченными земельными ресурсами, например, в Западной Европе. С развитием техники и технологии вмешательство в режим рек расширялось. Строились гидроузлы комплексного назначения, сооружения, обеспечивающие постоянный и надежный водозабор для водоснабжения промышленных и коммунальных предприятий. Проводились мероприятия и строились сооружения для улучшения условий судоходства.

Многие века, несмотря на активную деятельность человека, заметных изменений русел больших, а особенно крупнейших, рек не происходило. Они обратили на себя внимание только к середине XX в., когда на них распространились мощные техногенные воздействия. Очевидно, это связано с тем, что направленные изменения русел как реакция на нарушения гидролого-морфологических условий происходят при достижении ими некоторого критического (порогового) уровня. Таким *критическим (пороговым) уровнем* можно назвать величину нарушения ведущего природного фактора, которое выходит за пределы его естественных колебаний. Спустя некоторое время, которое называется *временем запаздывания реакции*, возникают деформации русла, направленные на приспособление (релаксацию) их к новым, искусственно созданным условиям. Они могут быть местными или региональными, т.е. проявляться на ограниченных участках или охватывать большую протяженность реки или всю реку. По истечении определенного, иногда очень большого, промежутка времени — *времени релаксации* — русло приспособляется к измененным условиям, направленные деформации замедляются, прекращаются или меняют свой знак.

Все нарушения, приводящие к изменениям русловых процессов на реках, могут быть прямыми и косвенными. К *прямым нарушениям* относятся инженерные сооружения и гидротехнические работы, выполняемые непосредственно в руслах и поймах рек и меняющие тем или иным способом их морфометрические характеристики и морфологию. Это немедленно ведет к изменению гидравлических параметров потока, что впоследствии в обратной связи сказывается на морфометрии и морфологии русла.

Косвенные нарушения — это изменения стока воды и наносов, обусловленные изменениями природной среды речных бассейнов. Они действуют на речные русла

неоднозначно, что вытекает из законов факторной относительности и нелинейности связей. В разных частях речных систем они вызывают неодинаковую реакцию (врезание или аккумуляцию наносов) или, реже, не сопровождаются существенными изменениями. Увеличение/уменьшение стока воды и наносов, их соотношения и степени синхронности через определенное время сказываются на морфологии речного русла, вызывая его трансформацию; на больших и крупнейших реках их влияние часто малозаметно из-за относительно малой доли нарушений по отношению к размеру рек: чем больше река, тем меньше она реагирует на техногенные воздействия. Исключения составляют создание водохранилищ, полностью меняющих условия формирования русла, особенно в нижних бьефах гидроузлов, или урбанизированные и градопромышленные участки рек, где многочисленность воздействий, их мощность и разнонаправленность воздействий могут играть определяющую роль в развитии русел рек.

К прямым нарушениям русел относятся: строительство плотин, добыча аллювия из русел, спрямление излучин, канализирование, шлюзование и регулирование русел, дноуглубительные работы, строительство переходов коммуникаций через реки и дамб обвалования. Среди них последствия создания водохранилищ и разработки русловых карьеров на средних и больших реках, дноуглубительные и выправительные работы на судоходных реках и некоторые другие мероприятия при массовом выполнении имеют региональный характер, проявляясь на участках рек большого прояжения. Эффект остальных нарушений сказывается на морфологии русла и его переформированиях лишь в местах их возбуждения.

Водохранилища влияют на русловые процессы и русла рек через регулирование ими стока и преобразования естественного гидрологического режима: 1) уменьшение годовой амплитуды колебания уровней ниже плотины; 2) возникновение условий подпора выше водохранилища; 3) уменьшение максимальных и повышение минимальных расходов воды в нижнем бьефе; 4) суточные колебания расходов и уровней воды; 5) изменения режима и величины стока наносов; 6) накопление наносов в водохранилище и поступление в нижний бьеф осветленного потока.

Степень регулирования определяется отношением полезного объема водохранилища ($W_{\text{пол}}$) к среднему за многолетний период объему стока (W_0) за многоводный период (половодье, паводок):

$$\beta = \frac{W_{\text{пол}}}{W_0}. \quad (8.2)$$

Степень регулирования стока колеблется в широких пределах: коэффициент β Новосибирского водохранилища составляет 0,20, Цимлянского — 0,73, Красноярского — 0,55. Среди волжских водохранилищ наибольшее регулирование осуществляется Рыбинским водохранилищем ($\beta = 0,95$), весь Волжско-Камский каскад характеризуется коэффициентом $\beta = 0,47$ [Серебряков, 1970]. Средняя величина срезки половодья ниже крупнейших плотин России составляет около 40%.

Создание водохранилища означает повышение базиса эрозии для вышележащего участка реки. В отличие от естественных водоемов (озер) водохранилища характеризуются большими сезонными и годовыми колебаниями уровня, определяемыми потребностями экономики, обычно асинхронными по отношению к уровенному режиму реки. Так, амплитуда колебания уровня в верхнем бьефе Вилюйского гидроузла превышает 18 м, Саяно-Шушенского — 40 м. Средняя величина колебания уровня водохранилищ на равнинных реках России составляет 7,5 м.

В связи с колебаниями уровня водохранилища длина зоны подпора меняется во времени. Расстояние, на которое перемещается в течение года граница подпора, достигает десятков и сотен километров. Длина зоны переменного подпора Куйбышевского водохранилища составляет 220 км, Камского — 190 км. Средняя длина зон переменного подпора крупнейших водохранилищ России составляет около 30% длины зон постоянного подпора (при мертвом объеме водохранилища). При этом форма кривой подпора меняется в зависимости от гидрологического режима реки (или особенностей режима вышележащего водохранилища в каскаде). В ряде случаев в нижней части зоны переменного подпора периодически наблюдается своеобразное явление: сопряжение водной поверхности свободной реки с квазигоризонтальной водной поверхностью водохранилища происходит с образованием кривой спада. Это явление обычно обусловлено некоторыми местными условиями: большой величиной сработки водохранилища непосредственно перед подъемом половодья или паводка, быстрым нарастанием расходов воды в половодье, морфологическими условиями дна речной долины (например, резким расширением). Кривая спада отчетливо проявляется в зоне переменного подпора Новосибирского водохранилища на р. Оби, где она выходит из сужения долины у г. Камня-на-Оби. Река отличается большой резкостью первой волны половодья, подъем которого приходится на время наиболее глубокой сработки водохранилища. В результате уклон реки возрастает в два — три раза по сравнению с уклоном реки выше по течению. На участке длиной более 40 км в первые годы после заполнения водохранилища произошло углубление русла на 2 м, после чего отметки дна стабилизировались при достаточно интенсивных горизонтальных деформациях. Подобное явление служит средством «перекачки» донных наносов в более глубокие части водохранилища.

Создание нового базиса эрозии приводит к существенным изменениям гидравлических характеристик потока. Возникает зона, в пределах которой поток движется неравномерно, замедляясь вниз по течению. Соответственно снижается его транспортирующая способность. В водохранилище осаждаются практически все влекомые наносы и в зависимости от степени регулирования задерживается от 90% до четверти-половины стока взвешенных: например, Цимлянское водохранилище аккумулирует 55%, Новосибирское — 28% взвешенных наносов. В результате в нижний бьеф гидроузлов поступает осветленный поток. В любом случае аккумуляция наносов — заиление ведет к потере объема водохранилища.

Отличительной чертой заиления водохранилищ является преимущественное накопление наносов в их верхней части, представляющее собой зону переменного подпора [Маккавеев и др., 1958]. Ее длина зависит от амплитуды колебания уровней в водохранилище. На крупных реках она достигает 200 км. В пределах этой зоны естественный режим потока сохраняется во время половодья, осуществляется транспорт наносов, наиболее крупные из которых осаждаются лишь в районе нижней границы зоны. По мере заполнения водохранилища и снижения уровня воды в реке граница подпора смещается вверх по течению, что способствует дальнейшей аккумуляции наносов. Наблюдения показывают, что в зонах переменного подпора равнинных водохранилищ в среднем откладывается около 50% наносов, приносимых реками: в зоне переменного подпора Камского водохранилища — 60–80% стока наносов реки, водохранилищ Сибири — 30–40%, Цимлянского водохранилища — до 50% [Матарзин и др., 1968; Вендров, Клюева, 1972; Вострякова и др., 1973].

Таким образом, верхняя часть водохранилища со временем мелеет из-за отложения наносов в зоне переменного подпора. Русло заполняется отмелями, которые делят поток на отдельные струи, уменьшается площадь живого сечения. Если наносы, которые река приносит к водохранилищу, крупные и плохо сортированные, а уровень водохранилища меняется мало по отношению к общему напору, то при впадении в него реки формируется четко выраженная гряда. Накопление наносов в зоне переменного подпора, особенно в случае формирования гряды, является причиной трансформации продольного профиля реки значительно выше зоны подпора. С ростом отметки дна в зоне переменного подпора происходит подъем уровня водной поверхности на ту же величину, подпор распространяется вверх по течению, что приводит к уменьшению скорости течения и отложению наносов выше зоны подпора. В результате развивается регрессивная аккумуляция, особенно заметная при малых изменениях уровня водохранилищ. По С.Т. Алтунину [1958], длина призмы заиления (L) определяется так:

$$L = \frac{\Delta H}{I_0 - I_y}, \quad (8.3)$$

где ΔH — разница между отметками подпорного и бытового уровней воды; I_0 — исходный уклон водной поверхности; I_y — уклон перед плотиной после создания плотины.

Так как уклон I_y увеличивается по мере аккумуляции наносов в водохранилище, длина призмы заиления увеличивается. Дальность распространения регрессивной аккумуляции достигает десятикратной длины первоначального подпора, определяясь естественным уклоном реки; на горных и полугорных реках с большим уклоном она меньше, чем на равнинных реках с небольшим уклоном.

Приблизительно описывает регрессивную аккумуляцию эмпирическая зависимость [Маккавеев и др., 1958], характеризующая изменение слоя отложений выше пункта образования гряды:

$$h_x = h_0 - Kl_x, \quad (8.4)$$

где h_0 — мощность слоя наносов, отложившихся в месте первоначального накопления гряды; l_x — расстояние от этого пункта до места, где отложился слой наносов h_x ; K — коэффициент, зависящий от ширины дна долины.

Расчеты показывают, что значения коэффициента K зависят также от уклона реки: для Днестра выше Дубоссарского водохранилища, где уклон реки $0,12\%$, $K = 2,5 \cdot 10^{-5}$, для Нила выше озера Насер при уклоне $0,27\%$ $K = 4,5 \cdot 10^{-4}$, для р. Колорадо при уклоне выше водохранилища Мид $0,94\%$ $K = 1,0 \cdot 10^{-3}$.

Регрессивная аккумуляция развивается, когда отчетливая гряда не формируется. Это связано с аккумуляцией преобладающей части стока влекомых наносов в верхней части зоны переменного подпора в тот период, когда граница подпора наиболее удалена от плотины, а речной поток еще обладает достаточно высокой транспортирующей способностью. В верхней части зоны переменного подпора Новосибирского водохранилища ежегодно откладывается около 850 тыс. м³ влекомых наносов. Это соответствует повышению дна на 7–10 см в год. Благодаря отложению наносов в верхней части зоны переменного подпора дно реки повышается, а призма отложений распространяется регрессивно вверх по реке за пределы зоны подпора, где сохраняется бытовой режим реки. Регрессивная аккумуляция была обнаружена на таких равнинных реках со сравнительно невысоким стоком

наносов, как Обь (Новосибирское водохранилище), Кама (Камское водохранилище), Дон (Цимлянское водохранилище). На Оби за первые 10–12 лет после создания водохранилища регрессивная аккумуляция распространилась на 90 км выше максимального удаления границы выклинивания подпора, а объем отложений составил 25,5 млн м³, что соответствует 28% годового стока наносов Оби у г. Камня-на-Оби. При максимальном удалении границы подпора уровень воды за счет аккумуляции повысился на 90 см. В зоне регрессивной аккумуляции на р. Дон выше Цимлянского водохранилища темпы накопления наносов достигают 12–14 см/год [Транспортное..., 1972]. Скорость распространения регрессивной аккумуляции на Оби и Дону оценивается в 5–7 км/год. В среднем в масштабе времени, определяемом нормативными сроками службы инженерных сооружений, регрессивная аккумуляция на равнинных реках России не является важным фактором трансформации русел, однако в масштабе столетий этот фактор может стать существенным. Кроме того, она приводит к ухудшению условий судоходства из-за уменьшения глубины на перекатах, осложнений в работе водозаборов, сопровождается опесчаниванием прирусловых частей поймы и заболачиванием частей, удаленных от реки (тыловых).

При большом стоке наносов регрессивная аккумуляция распространяется быстро, меняя русло на большом протяжении — до нескольких длин водохранилища [Алтунин, 1958]. Скорость распространения регрессивной аккумуляции выше Дубоссарского водохранилища (р. Днестр), где заиление приобрело форму гряды, составляла около 2 км в год, выше водохранилища Саньменься (р. Хуанхэ) — превышала 10 км в год. С течением времени дно русла настолько повышается, что его отметки приближаются к отметкам поверхности поймы. Это заставляет русло блуждать, прорабатывая ложбины на пойме, спрямляя излучины. Так, аккумуляция наносов распространилась вверх по течению р. Хуанхэ и ее крупного притока — р. Вэйхэ на 100 км выше границы выклинивания подпора водохранилища Саньменься. Старое меандрирующее русло было полностью погребено под наносами, мощность слоя накопления которых составила 3–5 м. Главное русло находится теперь на более высоких отметках, имеет меньшие размеры и стало неустойчивым, блуждающим [Wang Zhaoyin, Hu Chunhong, 2004]. Во всех случаях окончание этого процесса наступает при полном заилении водохранилища, когда на его месте сформируется новое русло реки, располагающееся на более высоком гипсометрическом уровне.

В нижнем бьефе главным процессом является *глубинная эрозия (врезание)*, часто сопровождающаяся усилением горизонтальных деформаций. Индивидуальные особенности проявлений русловых процессов определяются также: 1) степенью регулирования стока воды и наносов; 2) противоэрозионной устойчивостью грунтов, слагающих дно и берега; 3) поступлением наносов из притоков и других источников ниже плотины.

Перехват водохранилищами большей части стока наносов, в основном руслообразующих, относится к главной причине возникновения направленной трансформации речных русел ниже плотин их врезания. Воды, сбрасываемые в нижний бьеф, обладают повышенной транспортирующей способностью. Так, среднегодовой расход взвешенных наносов в нижнем бьефе Дубоссарской ГЭС на Днестре сократился в 30 раз, Новосибирской ГЭС на Оби — в 3,5 раза, Красноярской, Саяно-Шушенской ГЭС на р. Енисее — соответственно более чем в 20 раз и 8,5 раза. Объем наносов, поступающих в нижние бьефы водохранилищ, в среднем на крупных реках России составляет 43% общего прихода, причем это взвешенные

наносы, не являющиеся руслообразующими. Это, однако, не единственная причина врезания рек в нижних бьефах. Определенное влияние оказывают также неполное гашение энергии потока за водосбросом и суточные колебания расхода воды, связанные с работой гидроэлектростанции.

Величина и скорость распространения врезания зависит от многих факторов, среди которых особенно важны характер регулирования стока, крупность донных отложений и геологическое строение дна реки. При малом стоке наносов в бытовом состоянии его перехват может слабо проявиться в изменении транспортирующей способности потока. Важным условием врезания являются геолого-геоморфологические ограничения русловых деформаций, которые в отдельных случаях могут предотвратить или существенно уменьшить процесс врезания.

Средний годовой сток воды после создания водохранилища может сокращаться, оставаться неизменным и в некоторых случаях увеличиваться. Сокращение среднего годового стока происходит при изъятии воды из водохранилища на орошение или другое использование, а также вследствие интенсивного испарения с водной поверхности. Например, средний годовой расход Дона ниже Цимлянского гидроузла в связи с отбором воды из водохранилища в оросительные каналы сократился с 840 до 690 м³/с, а расход Кубани ниже Краснодарского гидроузла — с 410 при естественном режиме до 292 м³/с.

Увеличение расхода воды в реке может происходить при переброске стока из одного бассейна в другой и вызывать интенсивное врезание. И.Ф. Карасев [1975], исследовавший этот процесс на р. Большой Егорлык, установил, что переброска стока из Кубани привела к увеличению расхода воды почти в 10 раз, и показал, что только за пять первых лет дно понизилось из-за врезания реки на 3,7 м. Врезание остановилось, когда на дне реки обнажились валунно-галечные, а местами глинистые отложения.

Как правило, ниже плотин сказывается перераспределение стока внутри года или за многолетний период: одновременно с уменьшением расхода воды в половодье и повторяемостью максимального расхода происходит увеличение меженных расходов как в летний, так и в зимний период, сокращается амплитуда колебания расходов воды и уровней. В соответствии с этим перераспределение стока воды приводит к снижению абсолютной величины руслоформирующих расходов и повышению их обеспеченности: обычно исчезает верхний интервал руслоформирующих расходов воды Q_{ϕ} , проходивший в естественных условиях при затопленной пойме; в то же время заметно возрастает обеспеченность среднего и нижнего интервалов Q_{ϕ} , что свидетельствует о возрастании роли межени в русловых деформациях. Это приводит к тому, что на реках, русла которых сложены галечно-валунным аллювием, длительность периода перемещения наносов существенно сокращается; на реках с песчаным аллювием — увеличивается. Изменение внутригодового распределения стока прослеживается на очень большом протяжении реки — на сотни, иногда на тысячи километров. Естественное или близкое к нему распределение стока постепенно восстанавливается по мере впадения притоков.

Чем больше водохранилище по отношению к стоку реки и чем больше его полезный объем, тем больше срезка пика половодья (паводка). Полезный объем Рыбинского водохранилища позволяет аккумулировать до 95% стока половодья верхней Волги, Цимлянского — 70% паводочного стока Дона, в то время как Новосибирского — только 20%, Красноярского — 55% стока Оби и Енисея соответственно. Водоохранилище Насер аккумулирует 47% стока Нила. При этом максимальный среднемесячный расход Нила ниже Высотной Асуанской плотины умень-

шился в 3 раза, минимальный — вырос на 40% [Saad, 2002]. Максимальный уровень почти 30 рек Северной Америки ниже плотин понизился от 3 до 90% [Williams, Wolman, 1984]. Объем стока воды Енисея ниже Красноярского водохранилища сократился в весенне-летний период в 1,5–2,0 раза, зато объем стока в осенний и зимний периоды повысился в 1,5–4,0 раза. При этом максимальный расход воды Енисея в г. Красноярске уменьшился на 48%. Небольшое по объему Новосибирское водохранилище существенно не изменило среднегодового расхода воды р. Оби, но средние расходы наиболее многоводных месяцев — мая и июня — уменьшились в результате регулирования на 30–35%, в то время как в январе — марте они увеличились в 2–5 раз; максимальный расход р. Оби у Новосибирска уменьшился почти вдвое.

Для участков рек ниже водохранилищ, созданных с целью получения электроэнергии, характерны резкие колебания расходов воды, обусловленные энергетическими пусками. Высота волн суточного регулирования достигает нескольких метров, а расходы воды изменяются на порядок. Это приводит к увеличению транспортирующей способности потока, по крайней мере на ограниченном участке ниже плотины. Это обстоятельство позволило Н.И. Маккавееву [1957] выделить ниже водохранилища две основные зоны: 1) неустановившегося режима непосредственно ниже плотины, где происходят колебания уровня воды в результате суточного и недельного регулирования; 2) установившегося режима большой протяженности, где водный режим реки изменен сезонным и отчасти недельным регулированием.

Длина зоны неустановившегося режима приблизительно может быть принята по установленному пределу амплитуды суточных колебаний уровня воды, которую Н.И. Маккавеев [1957] ограничил 20 см. Так, ниже Красноярского гидроузла она достигает 275 км, ниже Новосибирского — более 100 км, ниже Волгоградского — 80 км. Суточные колебания расходов и уровней играют большую роль в трансформации русла. Они вызывают частое периодическое увлажнение берегов, способствующее потере ими устойчивости, быстрое блуждание динамической оси потока по ширине русла, что периодически вызывает размывы то одного, то другого берега. На фронте волны пуска скорость течения увеличивается, что повышает транспортирующую способность потока и стимулирует размыв дна. В среднем скорость перемещения фронта волн энергетических пусков на равнинных реках России составляет у плотины 4 м/с при высоте волн от 1 до 4 м.

Существенное увеличение скоростей потока наблюдается на приплотинном участке Новосибирской ГЭС. При распространении волны с амплитудой 70 см диапазон изменения скоростей за время прохождения волны составлял 0,64 м/с в поверхностном горизонте и 0,53 м/с в придонном. Наибольшее относительное приращение скорости течения отмечается в придонной области потока, причем оно превышает неразмывающие скорости как в половодье, так и в межень. Это обеспечивает гидравлические условия для глубокой эрозии. С удалением от плотины скорость перемещения волн пусков в связи с их расплыванием уменьшается и в конце зоны неустановившегося движения оказывается близкой к средней скорости течения. Длина зоны неустановившегося движения потока в основном составляет немногим более 30 км, но при особо крупных пусках она достигает 100 км [Виноградова, Рулева, 1982]. Пуск с максимальным расходом 2800 м³/с в нижнем бьефе Рыбинского гидроузла вызывает увеличение уклона водной поверхности и скорости течения в 6 раз по сравнению с условиями базового стока. Средние по сечению скорости течения при таком пуске превышают неразмыва-

ющие для песков со средним диаметром 0,6 мм, слагающим русло Волги. Длина зоны неустановившегося движения потока ниже Воткинского гидроузла составляет 50–60 км.

Врезание русла распространяется вниз по течению, замедляясь по длине реки и во времени. В развитии процесса врезания различается несколько стадий [Транспортное..., 1971]. Изменения русла начинаются еще во время строительства плотины с размывов между строительными перемычками (первая стадия); резко возросший расход наносов приводит к их аккумуляции в русле ниже по течению. Воронка размыва имеет сравнительно небольшую длину — несколько сотен метров, но большую глубину [Векслер, Доненберг, 1983]. Аккумуляция наносов, вымытых из воронки, приводит к временному повышению уровня воды ниже плотины в течение 2–3 лет после начала строительства, что было зафиксировано в нижних бьефах Нижегородского, Куйбышевского, Нижнекамского, Новосибирского, Волгоградского гидроузлов. Впоследствии это аккумулятивное тело постепенно размывается.

На следующих стадиях процесса зона врезания распространяется вниз по течению, определяясь: 1) гидравлическими характеристиками потока — скоростями течения, уклоном и глубиной русла во всем диапазоне расходов; 2) крупностью и противозрозионной устойчивостью грунтов, слагающих дно и берега; 3) поступлением наносов из притоков ниже гидроузла. Постепенное насыщение потока наносами приводит к тому, что наибольшая величина врезания наблюдается у плотины. Максимальное врезание отмечено в нижнем бьефе плотины Гувер на р. Колорадо, где на отрезке длиной 12 км за 9 лет отметки дна русла понизились на 7 м [Galay, 1983]. Средняя величина врезания на приплотинных участках рек составляет 3,4 м (за 40-летний период наблюдений). Примерно на такую величину понизилось дно р. Оби у плотины Новосибирской ГЭС за 40 лет, дно р. Вислы ниже плотины Влоцлавек за 35 лет [Babiński, 2002]. Скорость врезания постепенно уменьшается во времени: осреднение данных по нижним бьефам на реках мира за первые 10 лет эксплуатации плотин дало величину 0,5 м в год, за 20-летний период — 0,2 м в год, за 50–60 лет — 0,1 м/год.

Врезание сопровождается постепенным уменьшением уклона и увеличением крупности донных наносов, что служит причиной замедления эрозии. При однородном составе донных отложений уклон на приплотинном участке убывает до значений, при которых скорости течения уменьшаются до неразмывающих. Прекращение размыва на приплотинном участке способствует тому, что осветленный поток поступает на нижележащий участок, где в свою очередь развивается эрозия. Часто причиной замедления глубинной эрозии является формирование отмостки из крупнообломочного материала. Примером резкого прекращения врезания является нижний бьеф плотины Данцзянкоу на р. Хань (Китай). За 12 лет русло врезалось на 9 м, после чего врезание прекратилось, так как на дне обнажился горизонт галечников [Xu Jiongxin, 1996]. Формирование отмостки наблюдалось в нижнем бьефе плотины Форт Рендалл на р. Миссури, где понижение дна в итоге оказалось равным половине ожидаемого [Galay, 1983]. Подобным образом развивалось русло Енисея в нижнем бьефе Красноярской ГЭС. Река отличается крупным составом наносов (диаметр до 30–40 мм). Это проявилось в том, что ниже плотины Красноярского гидроузла на Енисее понижение средней отметки дна за многолетний период не превысило 30 см.

Обычно уменьшение уклона и укрупнение аллювия проявляются одновременно. Уклон водной поверхности в непосредственной близости от Воткинского

гидроузла через 40 лет его эксплуатации уменьшился с 0,05 до 0,02‰. За это же время крупность донного материала увеличилась на порядок. Расчеты показали, что скорости потока при таком уклоне недостаточны для транспорта наносов и размыва донных отложений. Вместе с тем уже в 15–20 км ниже плотины условия транспорта наносов восстанавливаются в полном объеме. На отдельных участках р. Вислы ниже плотины Влоцлавек крупность донных наносов за 15–20 лет увеличилась в 4–100 раз [Babiński, 2002]. Крупность донных наносов на Оби ниже Новосибирской ГЭС увеличилась за 1968–2003 гг. в 3,3 раза. В начальный период эксплуатации Высотной Асуанской плотины средний диаметр наносов Нила увеличился с 0,22 до 0,42 мм [Saad, 2002].

Постепенное замедление темпов трансформации продольного профиля отражает модель А. Саймона [Simon, 1992] для случаев механического нарушения (искусственного углубления) русла:

$$z = z_0 t^m, \quad (8.5)$$

где z — отметка дна русла через время t от начала нарушения, м (над уровнем моря); z_0 — исходная отметка дна; m — безразмерный коэффициент (при врезании $m < 0$).

Эта зависимость, построенная для нижнего бьефа Новосибирского гидроузла, представлена на рис. 8.11. Показатель степени в данной зависимости равен от $-0,005$ до $-0,006$. За 50 лет скорость понижения уровня снизилась в 20 раз.

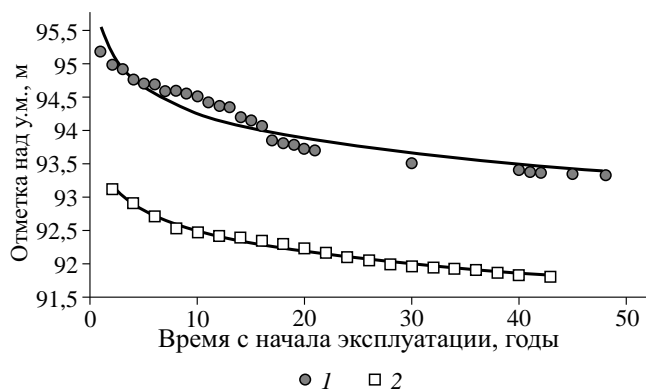


Рис. 8.11. Понижение уровней воды при расходе $1200 \text{ м}^3/\text{с}$ в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла на р. Оби:
1 — у плотины; 2 — в 20 км ниже плотины

Размыв дна сопровождается изменением формы поперечного сечения русла: увеличивается площадь и полнота (отношение средней глубины к максимальной) сечения, его относительная глубина (отношение глубины к ширине). Все это приводит к понижению («посадке») уровней воды в реке, скорость которой при меженных расходах воды заметно меняется на разных стадиях трансформации русла. Посадка уровня в общем адекватна понижению дна.

Последней стадией трансформации русла считается стабилизация продольного профиля в результате затухания процесса. Однако до настоящего времени еще нет примера прекращения процесса трансформации русла ни вследствие уменьшения уклона до критического, ни в результате формирования отмостки. Вероятно, это связано с многолетними колебаниями водности рек: в экстремально многоводные

годы через плотины сбрасываются большие объемы воды, которые инициируют каждый раз новую волну эрозии. Периодическое распространение волн эрозии обнаружено А.Б. Векслером и другими [1980] ниже Новосибирского гидроузла.

На реках со слабоустойчивым руслом глубинная эрозия сопровождается горизонтальными деформациями, нередко интенсивными, вследствие чего поток не является полностью свободным от наносов руслообразующих фракций. Ускорение размыва берегов Дона ниже Цимлянской плотины отметил А.В. Серебряков [1970]. За пределами приплотинного участка формируются обычные русловые формы, создающие сопротивление и уменьшающие энергию потока. На участке длиной 20 км ниже Воткинской плотины на Каме сток наносов в результате размыва берегов ежегодно нарастает на 20 тыс. м³ на 1 км русла. В нижнем бьефе плотины Данцзянкоу на участке длиной 240 км мутность р. Хань увеличивается за счет размыва берегов с 0,19 до 1,10 кг/м³ [Xu Jiongxin, 1996].

Дальность распространения врезания неодинакова на различных реках и в различных техногенных условиях. Длина зон глубинной эрозии на реках Северного полушария колеблется от 2,5 до 550 км (Нил ниже Асуанской плотины). Для времени существования плотин от 1,5 до 54 лет годовая величина перемещения фронта эрозии составила от 0,4 до 36 км, в среднем 1–3 км в год [Babiński, 2002]. Общая длина участка врезания ниже плотины Гувер 130 км, причем стабилизация продольного профиля произошла за 15 лет. Ниже плотины Новосибирского гидроузла врезание распространилось за более чем 50 лет на 60–70 км. Уже в 20 км от плотины его величина вдвое меньше, чем возле нее. В нижнем бьефе Воткинской плотины за 20 лет (1978–1996 гг.) фронт эрозии продвинулся на 15 км (скорость распространения фронта эрозии — 0,8 км в год).

На скорость врезания, его распространение по длине реки и в конечном счете прекращение влияют: 1) формирование отмостки на дне; 2) наличие в русле растительности или близкое залегание скальных или связных пород; 3) размывы речных берегов; 4) многолетние колебания стока реки; 5) изменения расхода наносов в результате приноса их притоками; 6) инженерные сооружения в русле.

Большую роль в трансформации русла ниже плотин играет сезонное регулирование стока. Трансформация руслового рельефа под влиянием зарегулированного стока происходит очень длительное время и охватывает сотни километров. Основную роль в ней играют уменьшение расходов половодья и увеличение водности межени. На участке, где русло врезается, формируется новый уровень поймы. Подвижность русловых форм снижается, они более активно закрепляются растительностью. Значительные изменения режима стока, распространение растительности и отложение наносов могут сузить русло на 20–60% первоначальной ширины. Изменение уровня режима Иртыша после создания Бухтарминского водохранилища привело к широкому распространению кустарниковой растительности на прирусловых отмелях, причем граница появления растительности опустилась на 1,5 м [Дегтярев, 1968]. Часто регулирование стока способствует увеличению кривизны и ускорению деформаций излучин, а также отмиранию рукавов в разветвленном русле. На участке Оби ниже Новосибирского гидроузла характерными чертами изменения формы русла являются: отмирание некоторых рукавов и сокращение ширины пояса разветвления (т.е. отмирание второстепенных рукавов); быстрое зарастание форм руслового рельефа и превращение их в пойму (осередков — в пойменные острова) нового, более низкого уровня; развитие излучин русла и трансформация разветвленного русла в извилистое.

На меандрирующих реках происходит изменение размеров излучин, форма которых приспособляется к новым гидравлическим условиям. Увеличение извилистости русла сопровождается интенсификацией размыва берегов. С удалением от плотины интенсивность размыва берегов уменьшается. После завершения приспособления русла к новым условиям темпы русловых деформаций вследствие повышения устойчивости русла становятся меньше, чем в бытовых условиях. Во всех случаях происходит перестройка плес-перекатной структуры русла, что особенно заметно на реках с песчаным аллювием: размываются побочни, отметки дна на перекатах понижаются, в плесах — повышаются в соответствии со снижением высоты половодья и увеличением водности высокой межени. За пределами зоны сезонного регулирования выравнивание глубин между плесами и перекатами уже мало заметно. На реках с галечно-валунным аллювием и трудноразмываемыми берегами влияние регулирования стока менее заметно, хотя и на них происходит сокращение площади прирусловых отмелей и ширины галечниковых бичевников.

Разработка русловых карьеров связана с использованием аллювиальных песков (песчано-гравийной смеси — ПГС) в строительстве. Во многих регионах они добываются при помощи тяжелой техники из карьеров на пойме и непосредственно из русел рек. Аллювиальный материал хорошо сортирован, требует меньшей обработки, чем добываемый из других источников.

Объемы добычи строительных материалов из русел рек в связи с их востребованностью бывают очень большими. При сооружении плотин из русел рек за несколько лет извлекаются миллионы кубометров песчано-гравийного материала, который накапливался рекой на протяжении тысяч и десятков тысяч лет. Русловые карьеры распространены на средних и крупных реках вблизи городов и промышленных центров: Оке вблизи г. Калуги и Рязани, Белой у г. Уфы, Оби в районе г. Новосибирска, Иртыше у г. Омска, Енисее у г. Красноярска, Томи у г. Томска и др. На многих реках интенсивность русловой добычи на один — два порядка величины больше, чем поступление наносов с вышележащих участков.

Влияние русловых карьеров сказывается на морфологических характеристиках русла с одной стороны и на транспорте наносов с другой. При этом влияние карьеров на русловые процессы распространяется за пределы непосредственной разработки и охватывает время, более продолжительное, чем время добычи.

Непосредственно при разработке русловых карьеров меняются морфометрические характеристики русла, увеличиваются его глубина, а в ряде случаев и ширина, причем всегда площадь и форма поперечного сечения; отметки дна понижаются подобно тому, как это происходит при естественном врезании, но только очень большими темпами. Карьеры разрабатываются по разным технологическим схемам: равномерно по всей ширине подводной части русла в виде вытянутых вдоль реки траншей, занимающих часть ширины русла, изъятием материала из прирусловых отмелей. Нередко карьеры имеют длину, в десятки раз превышающую ширину русла. В результате возникают переуглубления, не типичные для естественного состояния реки. Максимальная глубина некоторых карьеров на Оке достигает 12 м при нормальной глубине плесов 4–5 м. Среднее понижение отметки дна р. Белой ниже г. Уфы за 1965–1995 гг. составило 1 м, дна р. Оки в районе г. Серпухова и Каширы — 1,3 м. Нарушение морфометрических характеристик русла влечет за собой изменение гидравлических характеристик потока: уклона, величины и распределения скоростей течения. В районе верховой кромки карьера уклон увеличивается, и здесь развивается регрессивная глубинная эрозия. На реках с галечными наносами врезание вызывает разрушение отмостки и локальное ускорение размыва.

В пределах самих, особенно длинных, карьеров уклон уменьшается. В результате продольный профиль дна приобретает ступенчатые очертания, особенно характерные для гравийно-галечных рек.

В России добыча из русловых карьеров производилась с начала 1950-х гг. и максимальных объемов достигла к 1990-м гг. — 190 млн м³ в год. На многих реках объем изъятых песчано-гравийного материала на один — два порядка превысил объем стока влекомых наносов. В русле р. Томи в районе г. Томска к 1990 г. ежегодная добыча составляла до 6 млн м³. На верхних 250 км Оки разработано 26 крупных русловых карьеров со средней длиной 5,5 км. Ежегодный объем добычи песчано-гравийного материала составлял в среднем 1800 тыс. м³ (при естественном расходе влекомых наносов 150–200 тыс. м³/год). В нижнем течении р. Белой на участке длиной 120 км ниже г. Уфы средний годовой объем добычи песчано-гравийного аллювия составил в 1960–1990-е гг. около 4000 тыс. м³ (при стоке донных наносов 230 тыс. т в год). В результате среднее понижение отметок дна превысило 1,0 м, максимальное — 3,0 м.

Изъятие больших объемов ПГС способствует нарушению транзита наносов по длине реки. Создаваемая емкость в русле аккумулирует большую часть транспортируемого руслообразующего материала. В результате поток ниже по течению имеет повышенную транспортирующую способность, что приводит к развитию трансгрессивной глубинной эрозии. Средняя скорость врезания зависит как от состава донных наносов, так и от морфометрических характеристик русловых карьеров. На равнинных реках скорость понижения дна нередко превышает 5 см/год. Про этом происходит укрупнение донных отложений, что способствует постепенному замедлению врезания, но одновременно активизации горизонтальных деформаций.

Одно из негативных последствий разработки русловых карьеров — понижение меженных уровней воды. На многих реках оно достигало нескольких сантиметров в год, а в масштабе десятилетий — 2 м и более. Понижение минимального летне-осеннего уровня составило: на Оке у г. Каширы — 2 м, на Томи в г. Томске — 2,5 м, на Белой в г. Уфе — 1,8 м, на Иртыше у г. Омска — 1,3 м. Понижение уровней воды отмечается не только в районе самих карьеров, но и прослеживается намного выше и ниже по течению, причем трансформация продольного профиля водной поверхности на разных реках имеет свои особенности. Так, продольный профиль водной поверхности верхней Оки понизился на протяжении 150 км, причем наибольшее понижение относится к середине этого участка (рис. 8.12), на котором объем добычи в 1950–2004 гг. составил не менее 100 млн м³.

Трансформация русла Томи возле г. Томска сопровождается регрессивной эрозией. Уничтожение перекатов и островов привело к резкому увеличению площади поперечного сечения русла и глубины (в среднем на 2–3 м) на участке длиной более 40 км. Понижение меженного уровня в вершине протяженной группы карьеров к началу 2000-х гг. достигло 2,5 м. Здесь образовался типичный перелом продольного профиля водной поверхности и дна, который был предопределен выходом скальных пород в русле, образовавшем порог. Врезание за 50 лет распространилось на 20–30 км вверх по течению реки. Регрессивная эрозия выше протяженной группы русловых карьеров на Оке в районе г. Каширы, где трансформация русла в течение 50 лет привела к посадке уровня на 2 м, распространялась со скоростью до 0,5 км в год и к настоящему времени охватила участок длиной 15 км; на Оке выше обширных карьеров у г. Серпухова понижение дна на участке регрессивной эрозии в 1991–2004 гг. составило 0,3 м (рис. 8.13).

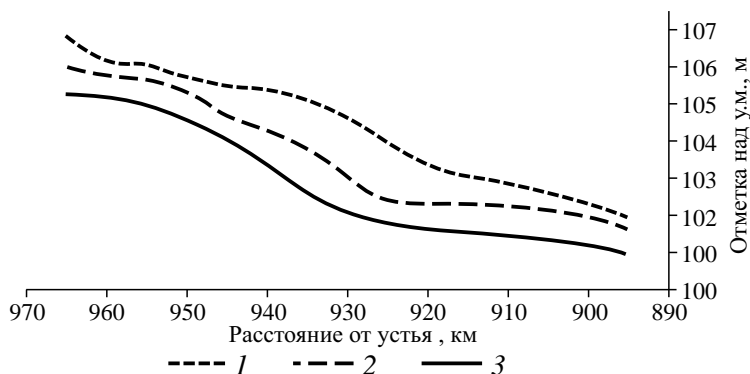


Рис. 8.12. Профили водной поверхности р. Оки между г. Серпуховом и Коломойной:
1 — 1987 г.; 2 — 2004 г.; 3 — 1949 г.

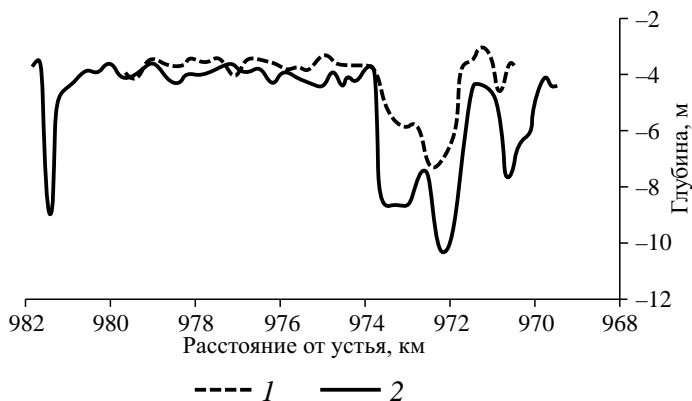


Рис. 8.13. Поперечный профиль русла Оки выше г. Серпухова в результате разработки руслового карьера (1) и последующей глубинной эрозии выше него (2)

Одновременно происходит трансформация продольного профиля реки в связи с развитием трансгрессивной эрозии, вызванной перехватом карьером части или полностью стока влекомых наносов и созданием дефицита наносов ниже по течению. Наибольшее понижение межженного уровня отмечено в нижнем течении р. Белой, где с 1960-х гг. размещались крупнейшие карьеры (1,8 м); вниз по реке оно убывает, распространяясь на 130 км. Наиболее сложные условия складываются на участках рек в нижних бьефах гидроузлов. Разработка русловых карьеров в таких условиях приводит к ускорению глубинной эрозии, в частности, вследствие разрушения отмостики.

Особую роль в трансформации русел играют пойменные карьеры, которые превращают пойменные земли в открытые водоемы с уровнем воды близким к уровню главного русла и отделены от русла только узкой полосой земли. Они аккумулируют воды половодья и паводков, что сказывается на высоте повышения уровня воды в реке. Вместе с тем, если полоса земли, отделяющая карьер от русла, достаточно узкая или карьер находится на вогнутом берегу излучины, может произойти прорыв борта карьера вследствие горизонтальных деформаций русла или перетока воды через бровку. Таким образом, пойменные карьеры могут перехватывать русло во время паводка, что ведет к резкой перестройке всего руслового рельефа.

Дноуглубительные работы для обеспечения бесперебойного и эффективного судоходства на внутренних водных путях проводятся на протяжении многих десятилетий, в России с конца XIX в. В некоторых условиях для улучшения условий судоходства возводились *выправительные сооружения*: дамбы, запруды, шпоры и пр. Протяженность водных путей России превышает 100 тыс. км, они проходят по всем большим и большинству средних рек. Лишь небольшая часть водных путей использует водохранилища и шлюзованные участки рек; основная их часть приходится на свободные реки. Объемы землечерпания на судоходных реках России постепенно нарастали и к концу 1980-х гг. достигали нескольких десятков тысяч кубических метров грунта на 1 км русла (на верхней Оби объем землечерпания достигал 40 тыс. м³ в год на 1 км). Объем землечерпания растет с увеличением гарантированной глубины как в связи со значительными капитальными работами, направленными на коренное улучшение условий судоходства, так и за счет эксплуатационных работ и увеличения их повторности в течение навигации. При этом отличительной особенностью дноуглубления для улучшения условий судоходства по сравнению с разработкой карьеров является то, что извлекаемый из прорезей грунт остается в русле и лишь перемещается в его пределах, создавая искусственные отмели — отвалы.

Землечерпательная прорезь представляет собой траншею, разрабатываемую земснарядом на перекате, имеющую ограниченную длину, ширину, отвечающую ширине судового хода (несколько десятков метров), и глубину, соответствующую гарантированной (при низких меженных уровнях) или несколько превышающую ее (переуглубление прорезей при выполнении капитальных дноуглубительных работ). Гарантированные глубины определяются размерами реки, объемом перевозок и составом транспортного флота. По мере увеличения судоходной глубины объем землечерпания растет. Однако прирост объема необходимых работ происходит нелинейно. По достижении некоторой глубины судового хода происходит резкое увеличение объема землечерпания, особенно резкое на реках со слабоустойчивым руслом. На верхней Оби резкий прирост объема землечерпания наблюдался при глубине судового хода более 1,1–1,2 м, на Северной Двине — более 1,5 м. В то же время в нижнем течении р. Белой с более устойчивым руслом резкого прироста землечерпания не наблюдалось до глубины 2,0 м (рис. 8.14). Это связано с тем, что на каждой реке при помощи дноуглубления может быть достигнута определенная предельно возможная меженная глубина на перекатах, по достижению которой дальнейшее увеличение глубины становится экономически неоправданным и технически сложным. Такая максимально возможная (по гидравлическим условиям) глубина судового хода определяется особенностями гидрологического режима, стока наносов и морфологическим строением русла. Она соответствует гидравлически возможной при заданном расходе воды и заданной форме поперечного сечения русла [Седых и др., 1978; Дегтярев, 1987]. При ее достижении дальнейшее углубление русла невозможно, так как приводит к адекватному понижению уровня реки.

Выполняемые для обеспечения нормального функционирования водных путей дноуглубительные работы основываются на теории руслового процесса, его зависимости от природных условий, т.е. от естественного руслового режима и стока наносов. На это опираются принципы русской школы дноуглубления и выправления рек. Русские инженеры-путейцы В.М. Лохтин, Н.С. Лелявский, Н.П. Пузыревский, В.Г. Клейбер, В.Е. Тимонов стояли на рубеже XIX–XX столетий у истоков зарождающейся тогда науки о русловых процессах — русловедения;

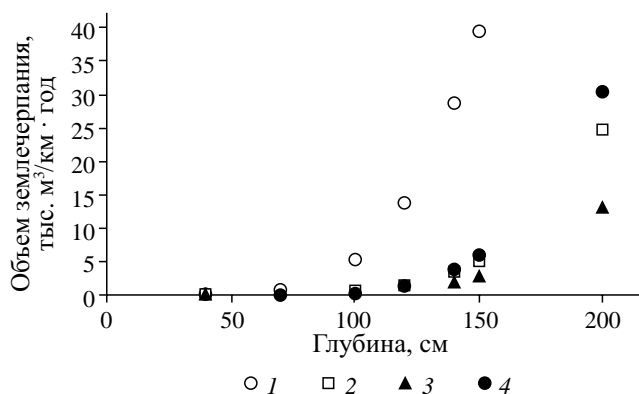


Рис. 8.14. Увеличение объемов землечерпания на судоходных реках с ростом судоходной глубины:

1 — верхняя Обь; 2 — нижняя Ока; 3 — нижняя Белая; 4 — Северная Двина

опираясь на первые опыты воднотранспортного регулирования русел, они создали фундамент для дальнейшего развития этой науки, рассматривая закономерности и специфику руслового режима рек как основу «углубления наших больших рек» (Н.С. Лежневский) и «устройство водных путей при невыгодных условиях местности и питания» (Н.П. Пузыревский). Такой подход, по существу представляющий собой управление русловыми процессами, позволил на свободных реках России добиться к 1980-м гг. двух — трех-кратного увеличения гарантированных глубин на перекатах по сравнению с естественными (бытовыми), обеспечить повышение устойчивости судовых ходов и русел рек в целом. Сопоставление фактических на начало 1990-х гг. глубин, достигнутых в результате систематически выполнявшихся в течение десятилетий дноуглубительных работ, и расчетных глубин судовых ходов на ряде рек России, находящихся в разных природно-антропогенных условиях, показало, что в целом достигнутые глубины достаточно хорошо соответствуют расчетной гидравлически допустимой глубине (рис. 8.15). Это свидетельствует о том, что на реках были созданы оптимальные судоходные условия, в целом соответствующие гидравлическим характеристикам потока (расходу, уклону, шероховатости), благодаря использованию при дноуглублении закономерностей руслового режима рек, тенденций в развитии русловых деформаций и их учету при проектировании судовых ходов, т.е. использовании руслоформирующей работы речного потока в нужном направлении. В свою очередь эффективность дноуглубления, основывающегося на этих принципах, проявилась в том, что после неуклонного роста в 1960—1970-е гг. объемов землечерпания (главным образом, за счет разработки капитальных прорезей) в 1980-е гг. наметилась отчетливая тенденция к их снижению (в т.ч. эксплуатационного) при сохранении достигнутых габаритов пути (рис. 8.16).

Врезанные или широкопойменные русла, их различная морфодинамика, степень устойчивости (или неустойчивости), песчаный, галечный или галечно-валунный состав наносов, неодинаковый сток наносов и наличие местных источников его поступления, особенности водного режима, геолого-геоморфологическое строение русел и берегов определяют специфику подходов к регулированию русел на разных реках, создают большое разнообразие приемов и методов улучшения водных путей.

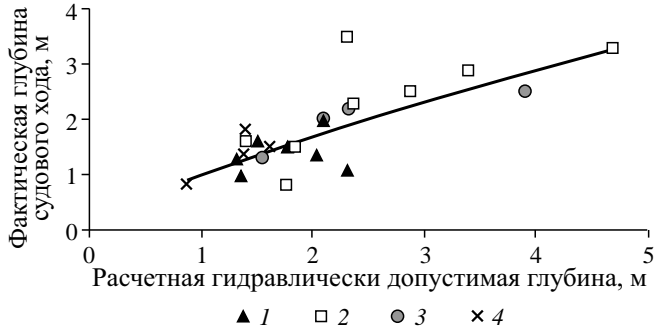


Рис. 8.15. Сопоставление гидравлически допустимых и фактических судоходных глубин для рек с разными типами русла и разными нарушениями русловых процессов:

1 — реки со слабоустойчивым песчаным руслом, меандрирующие или разветвленные; 2 — реки в нижних бьефах гидроузлов; 3 — реки с русловыми карьерами; 4 — реки с гравийно-галечными руслами

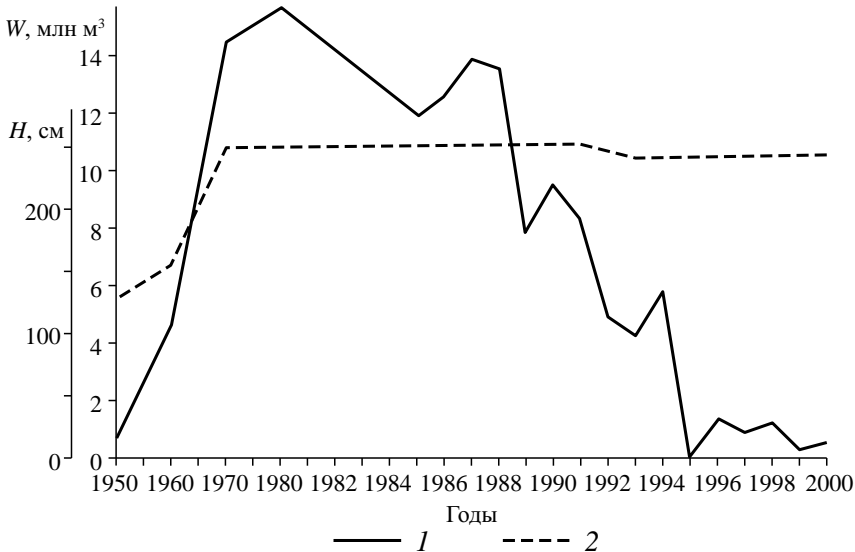


Рис. 8.16. Увеличение объемов дноуглубления W на р. Оби (г. Новосибирск — устье р. Томи) при выполнении капитальных работ (до 1980 г.), их снижение вследствие коренного улучшения условий судоходства (до 1990 г.), сокращения или прекращения после 1990 г. (1) и изменение гарантированных глубин (2)

На меандрирующих реках положение трассы судового хода согласовывается со скоростным полем потока и циркуляционными течениями, различными в зависимости от стадии развития излучин, на перевалах от одного берега к другому на крыльях или в вершине излучин. Соответственно располагаются прорези и выправительные сооружения, закрепляющие побочни и повышающие их отметки. Укрепление размываемых участков берегов на излучинах ликвидирует одну из главных причин сезонного наращивания гребней перекатов, так как резко со-

кращается поступление в реку продуктов размыва, что приводит к снижению высоты гребней перекатов и росту их глубины.

На реках с прямолинейным неразветвленным руслом выправление водного пути эффективно и легко осуществимо, если один из берегов коренной, сложенный трудноразмываемыми породами: согласно правилу «ведущего берега» прорезь разрабатывается вдоль высокого коренного берега, отвалы грунта используются для повышения отметок прирусловых отмелей в противоположной части русла или возведения здесь полузапруд. Надобность в их установке также возникает, если высокий берег имеет неровные очертания (для выравнивания его линии) или в местных расширениях русла. Относительная устойчивость русла, следующего вдоль такого берега, определяется особенностями гидравлического режима и скоростного поля потока в половодье при затопленной односторонней пойме.

Правило «ведущего берега» можно применять в русле с двусторонней поймой, где роль ведущих выполняют высокие пойменные яры, особенно глинистые, заросшие густым лесом, но при условии, что руслоформирующие расходы проходят до выхода воды на пойму. Его можно также распространять на разветвленные русла, если судоходный рукав располагается возле высокого берега. Разработка капитальных прорезей в рукавах и перевод в них трассы судового хода сопровождаются трансформацией разветвленного русла при отмирании рукава в прямолинейное неразветвленное (рис. 8.17).

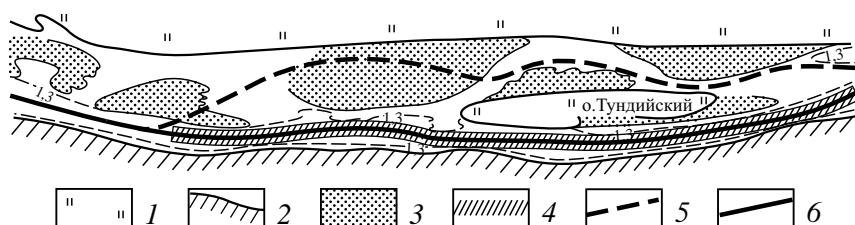


Рис. 8.17. Разработка капитальных прорезей и обеспечение развития рукава вдоль коренного берега в одиночном разветвлении на р. Вычегде (использование правила ведущего берега): 1 — пойма; 2 — коренной берег; 3 — прирусловые отмели; 4 — прорезь; 5, 6 — положения судового хода до и после разработки прорезей

При двусторонней пойме улучшение условий судоходства достигается закреплением побочней и разработкой переуглубленных прорезей, затрассированных в оптимальном для каждого переката положении (в соответствии с режимом его переформирования). Благодаря этому создается пологоизвилистая трасса, устойчивость глубины на которой способствуют поле скоростей и циркуляционные течения.

На реках, разветвленных на рукава, выбор положения судоходной трассы и методы регулирования русла наиболее сложны и разнообразны. На участках русла с одиночными разветвлениями или в верхнем звене сопряженных разветвлений мероприятием, обеспечивающим сохранение удовлетворительного состояния судового хода, является заблаговременное отторжение побочней, надвигающихся на заход в судоходный рукав.

Перераспределение расходов воды в одиночных узлах разветвления может быть вызвано увеличением кривизны судоходного рукава, что приводит к потере гидравлической выгоды извилистой формы русла ($l = 1,6L$, где l — длина русла

по излучине рукава; L — шаг излучины). При этом целесообразно судовый ход перенести в прямой рукав, причем оптимальные условия для перевода трассы фарватера в несудоходный рукав соответствуют соотношению $l > 1,4L$ для судоходного рукава.

На участках сопряженных разветвлений русел трасса судового хода должна последовательно располагаться в рукавах, проходящих то у одного, то у другого берега (правило «восьмерки»). Это позволяет уменьшить влияние побочней, надвигающихся на истоки рукавов, ограничить отток воды в несудоходные рукава, в максимальной степени использовать направляющее воздействие ведущих берегов и обеспечить пологий перевал фарватера из одного рукава в другой ниже по течению.

Для коренного улучшения условий судоходства в верхнем звене сопряженных разветвлений выбирается рукав, отличающийся наибольшей пропускной способностью и находящийся в стадии активизации. Такой рукав представляет собой часто продолжение вышележащего плеса. Наиболее благоприятны для расположения судового хода рукава, проходящие вдоль коренного берега, что позволяет закрепить трассу судового хода во всей системе сопряженных рукавов (рис. 8.18).

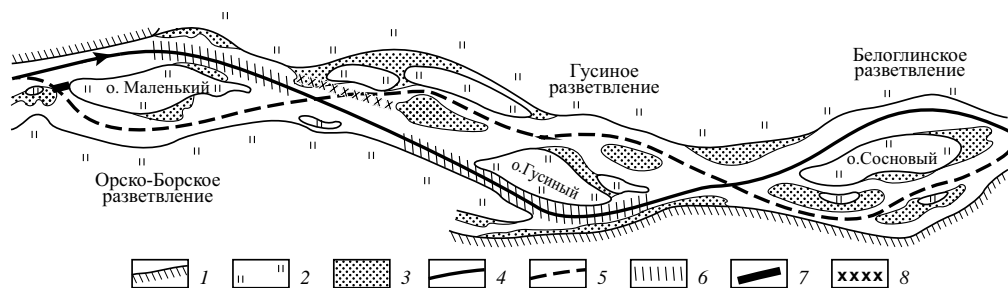


Рис. 8.18. Закрепление развития рукавов сопряженных разветвлений русла Оби в соответствии с правилом «восьмерки»:

1 — террасовые и коренные берега; 2 — пойма; 3 — прирусловые отмели; 4, 5 — положения судового хода до и после разработки дноуглубительных прорезей; 6 — капитальные прорезы; 7 — дамба; 8 — отвалы грунта, извлеченного из прорезей

На участках с параллельно-рукавными разветвлениями судоходная трасса должна располагаться в рукаве, проходящем вдоль одного и того же берега. Выбор рукава для расположения трассы определяется устойчивостью русла обоих рукавов, их вторичной разветвленностью, условиями поступления в них влекомых (донных) наносов, характером берегов и т.д.

Если обеспечить устойчивость трассы судового хода в рукавах вдоль одного из берегов затруднительно или нецелесообразно (например, из-за необходимости поддержания подходов водного пути к населенным пунктам на противоположных берегах), ее на перевалах следует закреплять вдоль ухвостьев островов. Этого можно достичь своевременным отторжением развивающихся здесь кос и максимальным использованием направляющего воздействия на поток выбоин и мысов ведущих берегов, воздействие которых усиливается продольными дамбами.

В разветвлениях, образующихся при слиянии рек, расположение трассы судового хода зависит от возникающего при прохождении руслоформирующих расходов воды переменного подпора. В подпорных условиях судовый ход прокладывается в рукаве, образующем длинное слияние, в бесподпорных — в рукаве, образующем

короткое слияние — вдоль стрелки. На это накладывается удлинение кос от раздельной стрелки и, как следствие, общее смещение узла слияния вниз по течению, а затем прорыв стрелки в ее корневой части. Наиболее целесообразным является периодическое спрямление стрелки, не допуская ее избыточного смещения вниз.

На реках с галечно-валунным руслом дноуглубительные работы сопровождаются строительством выправительных сооружений, компенсирующих «посадки» уровней и уменьшающих возрастающие при этом объемы дноуглубления. Однако стеснение потока может привести к увеличению скоростей течения до величин, лимитирующих судоходство, и вызвать дополнительную «посадку» уровня.

Остановка движения крупных наносов на спаде уровней влечет за собой обмеление судоходной трассы, что приводит к необходимости увеличения в межень объемов дноуглубления. При выполнении без возведения выправительных сооружений прорези трассируются по возможности в периферийных частях русла, где не происходит массового движения наносов в половодье и паводки. Соответственно в широкопойменном разветвленном русле оптимальным для судоходства рукавом является рукав с относительно меньшей водностью, который обычно характеризуется большей глубиной, так как основной поток наносов устремляется в многоводный рукав.

Реализация любого проекта не предотвращает формирования перекатов, сохраняются их многолетние и сезонные деформации, и для обеспечения гарантированных глубин необходим выбор такого варианта расположения прорезей, при котором повышается их устойчивость и снижается заносимость. Учет тенденций развития русла и прогноз переформирований перекатов позволяет своевременно переносить судовой ход без разработки дноуглубительных прорезей или выполнять землечерпательные работы в минимальных объемах. Это позволяет минимизировать объемы землечерпания, свести работы по улучшению условий судоходства к профилактическим мероприятиям по предотвращению возможных неблагоприятных переформирований русла. Зная же многолетний режим переформирований перекатов, следует закреплять оптимальное положение судОВОГО хода посредством разработки прорезей.

Учет водности при оценке сезонных и многолетних переформирований русла необходим из-за зависимости параметров русла и судОВОГО хода от расходов воды: в частности, в многоводные годы предпочтительны те положения фарватера на перекате, которые имеют большие радиусы кривизны, в маловодные годы — наоборот. Кроме того, в многоводные годы создаются благоприятные условия для отторжения побочней, углубления более прямых рукавов; системы сопряженных разветвлений иногда трансформируются в параллельно-рукавные; в маловодный период ситуация может быть прямо противоположной.

На рубеже XX—XXI вв. дноуглубление на судоходных реках России было резко сокращено или полностью прекращено. Поэтому морфометрические характеристики русел приблизились, а в ряде случаев вернулись к естественному состоянию, соответствующему середине XX в., т.е. периоду, предшествующему выполнению работ по коренному улучшению условий судоходства, произошло обмеление перекатов, точнее, возвращение глубин на них в исходное состояние (в бытовых условиях начала XX в. глубины на них снижались в межень до 60 см). Это, в свою очередь, привело к снижению устойчивости русла, усилению блуждания динамической оси потока, ускорению смещения побочней, активизации размывов берегов. Исключения составляют нижние бьефы гидроузлов, где поддержанию повышенных по отношению к естественным глубин благоприятствуют

регулирование стока (увеличение водности межи и снижение расходов половодья), размывы русла и участки рек, на которых были осуществлены крупномасштабные дноуглубительные и выправительные работы по коренному улучшению условий судоходства. Последнее — свидетельство эффективности этих работ, выполненных во второй половине XX в., сказывающихся на ряде рек спустя 25 лет после резкого сокращения или полного прекращения землечерпания, разработки прорезей и возведения выправительных сооружений: возвращения их русел в исходное (естественное) состояние не произошло. Таковы верхняя Обь от г. Новосибирска до устья р. Томи и система разветвлений ниже слияния Бии и Катунь (Фоминские — Усть-Ануйские — Ровный — Узкий перекаты), Телеговские, Пачные — Коптельские — Рубежские перекаты на Северной Двине. На некоторых перекатах и перекатных участках (в том числе на средней и нижней Лене) установленные тенденции переформирования и закономерности их сезонного и многолетнего режима при наличии мониторинга их состояния позволили своевременно корректировать трассу судового хода, варьируя обстановкой, и обеспечивать гарантированные габариты пути без серьезного техногенного вмешательства. В то же время на этих же реках там, где была необходима регулярная поддержка достигнутых результатов выправления эксплуатационным землечерпанием и ремонтно-восстановительными работами, их прекращение привело к обмелению перекатов, снижению устойчивости русла и возобновлению его регулярных переформирований. На верхней Оби, например, это произошло с участком ниже слияния с р. Чарышом, где своевременно не было проведено отторжение начавших формироваться побочной у «ведущего» берега, стрежень потока отклонился от него, и здесь образовалась серия перекатов (рис. 8.19); на Северной Двине от слияния Сухоны и Юга до устья р. Вычегды после прекращения дноуглубительных работ отметки гребней перекатов повысились до 40 см. К этому следует добавить, что не все проекты регулирования русел судоходных рек были до конца реализованы из-за резкого изменения экономической ситуации в начале 1990-х гг. Успешное выправление одних, хотя и наиболее сложных в отношении руслового режима, перекатных участков поставило другие, расположенные ниже по течению участки, в том числе ранее не являвшиеся лимитирующими судоходство по глубинам, в положение своеобразных «коллекторов» для наносов, проходящих транзитом через участки, где продолжают функционировать результаты выполненных мероприятий.

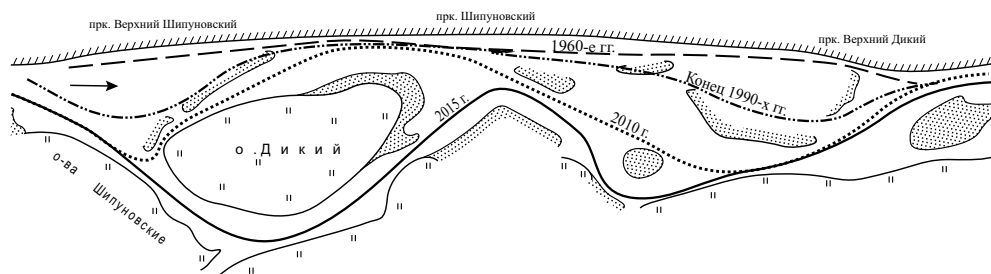


Рис. 8.19. Восстановление перекатного участка на верхней Оби после прекращения дноуглубительных работ

Сокращение или прекращение дноуглубления имеет также ряд негативных побочных для водных путей эффектов, сказывающихся на других отраслях хозяйства и жизнедеятельности людей.

Во-первых, это снижение пропускной способности русел для прохождения ледохода и возникновение условий, способствующих образованию ледовых заторов из-за обмеления перекаатов и растекания потока при весеннем подъеме уровней по прирусловым отмелям. Конечно, это не единственная и не главная причина формирования заторов, но важный фактор, провоцирующий заторообразование. Таковы, в частности, причины заторов на Северной Двине в районе г. Великого Устюга, на Лене у г. Якутска и Олекминска.

Во-вторых, снижение устойчивости русел сопровождалось активизацией размывов берегов, обмелением акваторий водозаборов, водных подходов к причалам и портам, рекреационных зон и т.д. На Лене в Якутском водном узле отсутствие управления русловыми процессами привело к «уходу» реки от города, что создало здесь тяжелую водохозяйственную и воднотранспортную обстановку [Чалов, Завадский и др., 2016].

В-третьих, прекращение дноуглубления приводит к ухудшению водообмена между плесами и плесовыми лощинами и соответственно к загрязнению рек. На средних реках, где вообще прекращено или сведено к минимуму судоходство, происходит заиление прибрежных зон и мелководий, что осложняет рекреационное и рыбохозяйственное использование рек, ухудшает общую экологическую обстановку.

В-четвертых, социально-экономические последствия. Ухудшение состояния водных путей — одна из причин снижения значимости речного флота в транспортном комплексе страны. Следствием этого является уход населения с берегов рек, особенно в трудно доступных регионах. Таково «обезлюдивание» Сухоны, Мезени, особенно на левобережье, многих участков Северной Двины, Вычегды, Чулыма.

На участках массовых разработок русловых карьеров перекааты, как правило, сохраняются нетронутыми, однако из-за посадки меженных уровней они могут создавать затруднения для судоходства, особенно на реках с галечным и галечно-валунным руслом. Размыв перекаатов на спаде уровней замедляется или они превращаются в аналоги водосливов с широким порогом, что приводит к дополнительной посадке уровней. В результате глубина на перекатах падает, и при отсутствии дноуглубительных работ такие перекааты в маловодные периоды становятся причиной ограничений сроков навигации.

Во многих случаях совместно с разработкой землечерпательных прорезей возводятся выправительные сооружения, назначением которых являются направляющее воздействие на поток, уменьшение ширины русла для сокращения размаха блуждания стрежня потока и концентрации потока, ограничение водности несудоходных рукавов. Выправление русел рек как альтернатива землечерпанию широко применяется в Западной Европе. Сооружение полузапруд, стесняющих русло, инициирует глубинную эрозию, а при их одностороннем размещении — и размывы берегов, продукты которых откладываются ниже по течению. Это заставляет проводить выправительные работы все дальше вниз по течению, строить полузапруды вдоль обоих берегов (Рейн, Эльба, Одер, Висла и др.), что приводит к канализированию рек и утрате ими естественного облика. Пространства между полузапрудами со временем заполняются наносами, русло сужается, и это влечет за собой повышение уровня рек. В результате возрастает угроза наводнений. Эти отрицательные последствия выправления явились основанием для разработки проектов природо-приближенного восстановления рек.

В России выправление всегда имело ограниченное применение и только как сопровождающее разработку дноуглубительных прорезей, причем для их возведения

обычно используется грунт, извлеченный из прорезей. Широкое распространение получили струенаправляющие сооружения, способствующие размыву перекатов. Полузапруды обычно строятся для ограничения водности несудоходных рукавов, перекрытия выбоин в береговой линии и в местных расширениях русла. Среди рек, на которых применялись широко выправительные работы, выделяются Кама и ее приток р. Белая.

Среди других, менее масштабных нарушений русел средних и крупных рек выделяются спрямления излучин, строительство дамб обвалования, набережных и берегозащитных сооружений, мостовых переходов. Многие из них производят местное воздействие на русла.

Спрявление излучин редко применяется для улучшения условий судоходства, чаще — для регулирования (снижения высоты) паводков, иногда — для отвода реки от размываемого берега. Обычно оно ускоряет естественный цикл развития излучин, не нарушая его. Таким образом было спрявлено несколько излучин нижнего Дона, Тобола, Иртыша, Янцзы ниже г. Ичана, разработаны проекты спрямления излучин на Иртыше (у г. Ханты-Мансийска) и на Оби (у г. Колпашево). Искусственное спрявление производится при сближении крыльев соседних излучин. Однако иногда производится строительство канала по прямому направлению через пойменную шпору сегментной, относительно пологой излучины при условии глубокого затопления поймы (прохождения Q_{ϕ} при уровнях выше бровок поймы). Искусственное спрявление таких излучин обычно требует больших затрат и не всегда является эффективным. Производится также отторжение отмели от выпуклого берега, что сопровождается образованием осередка и уменьшением кривизны русла.

Спрявление излучин приводит к увеличению уклона и скорости течения, в результате выше по течению развивается глубинная эрозия. Продукты эрозии отлагаются ниже по течению, так что пропускная способность русла снижается. Наиболее яркий пример — трансформация русла р. Миссисипи в нижнем течении, где на участке длиной 800 км в 1932–1942 гг. было искусственно спрявлено 14 излучин, и длина русла сократилась более чем на 300 км. Это явилось одной из причин врезания русла на большом протяжении, чему способствовали стеснение русла полузапрудками, землечерпание, а также дамбы обвалования. В результате понижение отметок дна составило за 80 лет от 3 до 5 м. Аналогичный эффект был достигнут в нижнем течении р. Янцзы (ниже г. Ичана): здесь были спрявлены пять петлеобразных излучин, длина русла сократилась на 64 км, уровни воды понизились из-за врезания на 4 м [Xiangyang, 2004]. Выполнение этих работ преследовало две цели: снижение вероятности наводнений и сокращение длины водного пути.

Повышение и укрепление берегов путем *строительства дамб обвалования* приводит к отделению поймы от русла. Это мероприятие применяется издревле для освоения земель, прилегающих к реке, а также для защиты от наводнений. Обвалование широко распространено на реках Западной Европы, Северной Америки, Индии, Китая. Наиболее типичным случаем является обвалование среднего и нижнего течения Хуанхэ. Более 30 тыс. км дамб ограничивают русло р. Янцзы в среднем и нижнем течении. Эти реки испытывают постоянное повышение отметок дна, и обвалование является основной защитой от наводнений. Сооружение дамб, кроме того, закрепляет русло реки, которое в нестесненных условиях широко и непредсказуемо мигрировало по прилегающей к реке равнине. В России обвалованы русла Кубани, Терека, ряда других рек Северного Кавказа, рек Приморья, низовьев Дона, в Молдавии — Днестра.

При обваловании увеличиваются удельный расход половодья или паводка, продолжительность максимальных расходов и скорости течения. Так как поток кон-

центрируется в более узком русле, его глубина в паводок увеличивается. Стеснение русла сказывается на скорости перемещения волны паводка, которая возрастает по сравнению с естественными условиями. При этом увеличиваются значения руслоформирующих расходов воды, что способствует более интенсивному воздействию потока на русло. Реакцией русла на это является врезание, приводящее к понижению отметок дна. При этом врезание обычно сопровождается интенсификацией горизонтальных деформаций, которые нередко приводят к разрушению самих дамб. Оно развивается до достижения руслом критического уклона, при котором прекращается перемещение руслообразующих наносов. Этого может не происходить, если руслообразующие наносы галечные, и в русле формируется отмостка. Обвалование на реках с большим стоком наносов сопровождается отложением наносов между дамбой и руслом. Вследствие этого происходит дальнейшее повышение паводковых уровней воды, что заставляет постоянно наращивать отметки дамб. Так, высота дамб обвалования в низовьях р. Миссисипи, первоначально (в XVIII в.) составлявшая 1,5 м, к 1972 г. была увеличена до 12 м [Smith, Winkley, 1996]. Постоянно наращивается высота дамб на Хуанхэ, Тереке и других реках. Влияние обвалования на русло зависит в значительной мере от ширины расстановки дамб по отношению к руслу [Magnuszewski, Gutry-Korycka, 2009]. При расположении дамб на большом расстоянии от берега режим русла не будет заметно отличаться от бытового при прохождении руслоформирующего расхода, поэтому продольный уклон водной поверхности изменяется также незначительно. В зависимости от степени стеснения потока дамбами находится также увеличение расходов наносов за счет размыва русла, которые превышают значения в естественных условиях для данного расхода воды. Вместе с тем на покрытых растительностью участках между дамбами и руслом осаждаются взвешенные наносы; в итоге уровни половодья растут.

Близкое к реке расположение ограждающих дамб приводит к увеличению продольного уклона водной поверхности и интенсивной эрозии. В результате формируется русло, подобное врезанному, ограниченному по обоим берегам укрепленными откосами высоких дамб. Вследствие размыва русла на участок ниже обвалования поступает повышенный расход наносов, который может превысить транспортирующую способность потока. В результате здесь развивается аккумуляция наносов, повышаются отметки дна, снижается устойчивость русла; соответственно обостряется проблема наводнений, что заставляет продвигать дамбы обвалования все дальше вниз по течению.

8.4. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ РЕК

Изменения гидрологического режима рек и стока наносов при использовании водных, земельных и лесных ресурсов в их бассейнах приводит к изменению условий дельтообразования. Кроме того, непосредственное влияние на режим и формирование дельты оказывают: 1) полная или частичная реконструкция (в том числе перекрытие, углубление, спрямление и т.д.) русел дельтовых рукавов и их систем; сооружение вододелиителей и других гидротехнических объектов, каналов и водоемов различного назначения; 2) искусственное обвалование земель в дельте или хозяйственных объектов на берегах рукавов; сооружение дорожно-транспортной сети через дельты; 3) мероприятия по защите морского берега дельты от волновой абразии; защита портовых акваторий от волнения и заносимости; 4) сельскохозяйственное освоение или урбанизация крупных земельных участков дельты с полной реконструкцией их гидрографической сети.

Мероприятия первой группы оказывают непосредственное влияние на гидрографическую сеть дельты, изменяют гидравлические характеристики водотоков дельты, ведут к перераспределению стока воды и наносов по ее пространству. От этого зависит степень обводненности и режим обеспечения водой отдельных районов дельты, поступление в них речных наносов. Искусственное изменение структуры гидрографической сети дельты влечет за собой нарушение естественной эволюции отдельных ландшафтных районов или дельты в целом.

Мероприятия второй группы нарушают естественный режим затопления отдельных массивов поймы, выводя их из общего процесса формирования дельты. Они вызывают частичное перераспределение стока во время половодья (паводков) по поверхности дельты, водность дельтовых рукавов и других водоемов. Более существенны последствия обвалования берегов крупных рукавов, осуществляемого на большом их протяжении в течение длительного времени. Уровни воды повышаются, изменяется гидравлический режим всей дельтовой равнины. Это ведет к возникновению больших различий в отложении наносов и вертикальном росте отдельных районов дельты. В результате создаются условия, благоприятствующие крупным прорывам русла на обвалованных участках. Это в свою очередь приводит к перестройке гидрографической сети дельты, существенно осложняет и удорожает защитные мероприятия.

Мероприятия третьей группы обычно вносят изменения местного характера и существенного влияния на общий процесс дельтообразования и природный комплекс дельт не оказывают.

Мероприятия, относящиеся к четвертой группе, особенно в сочетании со значительным изъятием стока в бассейне реки, приводят к нарушению естественного развития дельты. В условиях засушливого климата это приводит к частичной или даже полной деградации дельтового природного комплекса. Примером такого воздействия на природу дельты являются освоение дельт Амударьи и Сырдарьи, урбанизация дельты Невы.

Опосредованное влияние антропогенных факторов обычно связано с водохозяйственной деятельностью в бассейнах рек и проявляется через изменение основных речных, реже морских, факторов дельтовых процессов. В этом смысле антропогенные изменения, например, речного стока, влияют на дельту аналогично естественным изменениям.

Наиболее важное значение для режима и развития дельты имеют изменение стока воды и наносов реки, его суточное, сезонное и многолетнее регулирование. Оно влечет за собой нарушение естественного водного режима дельты, ее затопления и обводнения, что сопровождается нарушением структуры дельтовых биocenозов, сокращением биопродуктивности дельты.

Влияние хозяйственной деятельности в бассейнах рек на режим и развитие дельт неодинаково в устьях рек, впадающих в открытые моря (окраинные или связанные с океаном), или в устьях рек, впадающих в замкнутые бессточные водоемы (Каспийское море, озера Балхаш, Иссык-Куль). В первом случае водохозяйственные мероприятия в бассейне реки не вносят существенных изменений в режим морских факторов — уровень воды, волнения, течения. Поэтому воздействие моря на морской край и приморскую часть дельты и, в частности, разрушающие дельту морские факторы остаются практически неизменными. Если же хозяйственная деятельность в бассейне реки сопровождается значительным уменьшением стока воды и наносов, то относительная роль морских факторов соответственно возрастает. Это может вызвать усиление влияния приливов и на-

гонов на режим дельты, привести к значительной переработке волнением и течениями морского края дельты. Во втором случае (особенно если река, в бассейне которой осуществляются крупные водохозяйственные мероприятия, является основным источником притока вод в приемный водоем) влияние таких мероприятий может существенно изменить и сами морские факторы. Наибольшее значение имеет изменение уровня приемного водоема. При этом, будучи вызванным деятельностью человека, оно мало отличается от влияния его естественных колебаний [Михайлов и др., 1986].

Палеогидрологическими исследованиями установлено, что в эпохи Римской империи и Возрождения, а также в XVIII — начале XX вв. в результате сведения лесов и распашки земель произошло увеличение стока наносов европейских рек и ускорение выдвигания их дельт в море. Однако позднее (и не только в Европе) начало сказываться резкое сокращение стока наносов рек в результате сооружения водохранилищ. Во второй половине XX в. сток наносов Волги, Дуная, Дона, Куры, Енисея, Миссисипи уменьшился в 1,53 раза, Сулака, Тибра — в 8–10 раз, Эбро и Нила — в 250 раз. Такие антропогенные изменения стока наносов привели либо к существенному замедлению выдвигания дельт в моря, либо к началу их волнового размыва и деградации [Михайлов, Михайлова, 2003].

Серьезное воздействие на дельты оказало значительное сокращение стока некоторых рек из-за забора воды на орошение. Примерами того, как дельты крупных рек могут утратить свою интразональность и приобрести черты, характерные для данной природной зоны, являются дельты Амударьи и Или. До 1960–1970 гг. дельта Амударьи являлась «оазисом» на фоне окружающих ее пустынь. Однако по мере резкого антропогенного сокращения стока и понижения уровня Аральского моря дельта перестала обводняться и постепенно утратила свой природный облик, превратившись в полупустыню. В настоящее время Амударья утратила связь с Аралом, который перестал быть единым водоемом, разделилась на несколько отдельных акваторий и превратилась в сеть сухих русел. Сходные процессы произошли в северной и восточных частях дельты р. Или, куда перестали поступать речные воды, а старая дельта превратилась в барханную пустыню. В то же время уменьшение стока наносов от 10–30 до 50–60% на реках Янцзы и Хуанхэ пока не отразилось на темпах прироста их дельт из-за его очень большой величины.

Более значителен эффект антропогенного перераспределения стока между дельтовыми рукавами, приводящий к активизации одних и отмиранию других. Отмершие части речных дельт (например, когда р. Хуанхэ перестала втекать в Бохайский залив) начинают подвергаться активному размыву со скоростью до 1 км в год [Лю Шугуан, Чалов, и др., 2001; Михайлов, Михайлова и др., 2001; Лю Шугуан, Чжон Чжонлай и др., 2010; Бабич, Иванов и др., 2003].

Аналогичные явления были отмечены в дельтах Терека, Сулака и Куры, впадающих в Каспийское море на приглубом взморье, где речной сток искусственно направлялся по другим руслам, что приводило к размыву и уничтожению «старых» дельт, быстрому накоплению и выдвиганию «новой» дельты [Устья рек..., 2013].

Антропогенные изменения стока в бассейнах рек в большей степени сказались на устьях рек юга России (Волги, Кубани, Дона) и в меньшей степени повлияли на устья рек арктического побережья (Енисей). Для этих рек отмечено уменьшение стока воды и наносов из-за создания водохранилищ в их верхнем течении или на притоках. На *Енисее в устьевой области* создание крупных водохранилищ в верхней части бассейна привело к уменьшению годового стока наносов с 14 до 4,1 млн т (г. Игарка), что увеличило транспортирующую способность потока

в магистральных дельтовых рукавах и замедлило процессы накопления речных наносов в дельте. Около 70% стока взвешенных наносов выносятся в Енисейский залив и аккумулируется в 200 км от морского края дельты, формируя внешний устьевой бар [Алабян, Бабич и др., 1991; Бабич, Богомолов и др., 1983; Коротаев и др., 1987].

В устьевой области р. Волги после создания каскада Волжско-Камских водохранилищ сток взвешенных наносов сократился с 13,6 (1950–1955 гг.) до 4,1 млн т (1971–1977 гг.). Созданный дефицит наносов на фоне снижения уровня Каспийского моря и интенсивное дноуглубление судоходных каналов привели к размыву русла, преобладанию выноса наносов за пределы дельты и появлению участков русла длиной от 1 до 11 км, лишенных русловых наносов. Со временем сток наносов ниже водохранилищ частично восстановился, что привело к активизации процессов современного дельтообразования [Коротаев, 2012].

В настоящее время в дельтовых рукавах наблюдается типичный для равнинных рек процесс формирования русла с закономерным чередованием зон аккумуляции и размыва, протяженность которых определяется морфологическими особенностями рукавов и многолетней изменчивостью стока воды и наносов. В период длительного снижения уровня Каспийского моря (1930–1977 гг.) и интенсивного дноуглубления по Белинскому и Бахтемирскому направлениям в большинстве дельтовых рукавов проявилась устойчивая тенденция к понижению отметок дна. После 1990 г. с повышением уровня моря в процессах руслоформирования в дельте стало сказываться смещение «внешних устьевых баров» и зон подпора вверх по реке и формирование участков устойчивой аккумуляции в Волго-Каспийском канале.

Изменение гидрологического и руслового режима *в дельте Кубани*, связанного с забором воды в Невиномысский и Ставропольский каналы, сказывается вплоть до морского края дельты. Наиболее существенные изменения направленности и темпов русловых деформаций произошли после создания Краснодарского водохранилища. Регулирование стока воды (снижение максимальных расходов в период прохождения паводков и половодья) привело к относительной стабилизации русел дельтовых рукавов, чему способствовало также обвалование, начавшееся еще в XIX в., а также строительство в дельте обводнительных и оросительных каналов. Полный перехват влекомых и частичный взвешенных наносов (до 94%) водохранилищем привели к снижению их поступления в дельту, несмотря на размывы дна выше ее вершины в нижнем бьефе водохранилища.

Интенсивность горизонтальных деформаций русел магистральных дельтовых рукавов Кубань и Протока после создания Краснодарского гидроузла существенно снизилась. Скорость максимальных размывов берегов уменьшилась с 5–7 до 15–3 м/год в вершинах крутых излучин и не превышает 1,0 м/год на других участках русла. По мере приближения к морскому краю дельты средняя интенсивность размыва берегов снизилась с 1,0 м/год в истоках рукавов до 0,5 м/год на приморском участке.

В устьевой области Дона существенные изменения условий формирования русла произошли во второй половине XX в. Ведущую роль в этом сыграло создание Цимлянского водохранилища и низконапорных гидроузлов, которые изменили внутригодовое распределение стока. Сток воды уменьшился с 27,5 (18815–1951 гг.) до 21,5 км³ (19525–1985 гг.), сток наносов сократился с 4,66 (до 1952 г.) до 2,02 млн т. В современной дельте Дона (ниже г. Ростова-на-Дону) происходят сменяющие друг друга по длине рукавов аккумуляция наносов и размывы дна в слое от 1 до 3 м [Иванов, Коротаев и др., 2013].

Дельта р. Селенги в период естественного режима уровня озера Байкал (до 1955 г.), судя по картографическим материалам за 1715–2000 г., характеризовалась неравномерной динамикой ее озерного края. За период 1893–1950 г. площадь дельты значительно увеличилась, причем максимальный прирост составил 66 м/год. Строительство Иркутского гидроузла на р. Ангаре в 1958 г. привело к повышению (1960–1965 г.) уровня озера на 1,36 м, а затем медленному его снижению в течение 20 лет (1965–1985 г.) на 1,2 м. В этих условиях происходили прирост или разрушение (затопление) дельты Селенги в пределах «соровой зоны» — мелководной акватории между цепью полунадводных береговых баров и озерным краем дельты. Искусственное повышение уровня озера привело к подтоплению внешнего края дельты и приостановке ее выдвижения. Во время высокого стояния уровня озера наблюдалась аккумуляция на 80-километровом участке магистрального рукава (с. Мостовое — устье Селенгинского рукава) в слое до 2 м. В период снижения уровня озера произошло врезание русла на глубину от 2 до 7 м [Иванов и др., 2007].

В устьях судоходных рек дноуглубительные работы нередко приводят к отмиранию боковых рукавов; в связи с разработкой на устьевом баре соединительного канала начинается или усиливается проникновение осолоненных вод в рукава [Михайлов, Коротаев, 1995, 1996; Коротаев, 2001]. Проникновение осолоненных вод в углубленный рукав и миграция по нему клина соленых вод способствуют заносимости канала и обмелению дельтовых рукавов. Изменение химического состава воды активизирует ряд химических и биохимических процессов (адсорбции и флокуляции наносов), приводящих к образованию в углубленном канале образований по типу «илистой пробки» или «илистого крема». Влияние дноуглубительных работ и некоторое уменьшение уклонов усиливают в дельтовых рукавах влияние сгонно-нагонных колебаний уровня. Следствием нагонов может быть также усиление проникновения в дельту осолоненных вод.

Наметившаяся в последние десятилетия тенденция к уменьшению стока взвешенных наносов, поступающих в речные дельты, привела к относительному ослаблению процессов дельтообразования в устьях рек и снижению интенсивности их выдвижения в море. На фоне прогнозируемого естественного повышения уровня Мирового океана речные дельты могут стать самыми уязвимыми географическими объектами в береговой зоне морей и океанов. Относительный подъем уровня моря в крупных дельтах приведет к проникновению соленых вод, наводнениям, особенно при нагонах, трудностям с осушением дельтовых равнин, засолению сельскохозяйственных земель, затруднениям со сбросом сточных вод в море, заилению портовых сооружений.

Библиографический список

- Ажигиров А.А.* Процессы современной денудации в субтропической зоне РСФСР [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. / А.А. Ажигиров. — М.: МГУ, 1984. — 28 с.
- Ажигиров А.А.* Почвенно-климатические и метеорологические условия стока [Текст] / А.А. Ажигиров [и др.] // Исследования стока воды и наносов на склоновых водосборах в бассейне р. Протвы. — М.: ВИНТИ № 6389-В87, 1987. — С. 51–77.
- Ажигиров А.А.* Исследование стока воды и наносов на склоновых водосборах в бассейне р. Протвы [Текст] / А.А. Ажигиров [и др.] — М.: ВИНТИ № 6389-В87, 1987. — 175 с.
- Ажигиров А.А.* Эрозия почв и верхние звенья гидрографической сети [Текст] / А.А. Ажигиров [и др.] // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. — С. 66–80.
- Азимов С.А.* Процессы дельтообразования рек западного побережья Каспийского моря и вопросы рационального использования природных ресурсов устьевых областей [Текст] / С.А. Азимов, А.А. Керимов, Б.С. Штейнман. — Л.: Гироматеиздат, 1986. — 103 с.
- Алабян А.М.* Руслообразующие наносы и их транспорт на равнинной реке [Текст] / А.М. Алабян // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1992а. — № 5. — С. 22–28.
- Алабян А.М.* Типы русел равнинных рек и факторы их формирования [Текст] / А.М. Алабян // Геоморфология. — 1992б. — № 4. — С. 37–42.
- Алабян А.М.* Современные процессы дельтообразования и история развития дельты Енисея [Текст] / А.М. Алабян [и др.]. — М.: ВИНТИ, 1991. — 152 с.
- Алабян А.М.* Генетический анализ причин весеннего затопления долины Малой Северной Двины в районе г. Великого Устюга [Текст] / А.М. Алабян [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Т. 14. — М.: Изд-во МГУ, 2003. — С. 104–130.
- Алексеевский Н.И.* Характеристики руслового рельефа и их связь со структурой речной сети [Текст] / Н.И. Алексеевский // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1987. — № 3. — С. 41–47.
- Алексеевский Н.И.* Транспорт влекомых наносов при развитой структуре руслового рельефа [Текст] / Н.И. Алексеевский // Метеорология и гидрология. — 1990. — № 9. — С. 100–105.
- Алексеевский Н.И.* Формирование и движение речных наносов [Текст] / Н.И. Алексеевский. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. — 203 с.
- Алексеевский Н.И.* Индикационные методы гидроморфологических исследований [Текст] / Н.И. Алексеевский // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. — С. 232–240.
- Алексеевский Н.И.* Строение русловой сети неприливых устьев рек [Текст] / Н.И. Алексеевский, Д.Н. Айбулатов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2003. — № 1. — С. 19–25.
- Алексеевский Н.И.* Динамика гидрографической сети и морского края дельты Волги с 1800 по 2010 гг. [Текст] / Н.И. Алексеевский, Д.Н. Айбулатов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2011. — № 2. — С. 96–102.
- Алексеевский Н.И.* Масштабные эффекты изменения стока и русловой сети территории [Текст] / Н.И. Алексеевский, Д.Н. Айбулатов, А.Г. Косицкий // География, общество и окружающая среда. Т. VI. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. — М.: Городец, 2004. — С. 345–374.
- Алексеевский Н.И.* Оценка гидроэкологической безопасности в устьях рек с учетом гидрологических условий [Текст] / Н.И. Алексеевский, Д.Н. Айбулатов, Д.В. Магрицкий // Метеорология и гидрология. — 2003. — № 4. — С. 91–101.
- Алексеевский Н.И.* Исследования динамики дельты Волги на основе компьютерных технологий [Текст] / Н.И. Алексеевский, Д.Н. Айбулатов, С.В. Чистов // Картография на рубеже тысячелетий. — М.: Изд-во ИГ РАН, 1997. — С. 431–437.

Алексеевский Н.И. К расчету стока влекомых наносов на неизученных реках в период межени [Текст] / Н.И. Алексеевский, А.Б. Гайкович // Метеорология и климатология. — 1987. — № 8. — С. 96–102.

Алексеевский Н.И. Формирование и динамика наносов в речной сети и береговой зоне водоемов [Текст] / Н.И. Алексеевский, А.Е. Михинов // Итоги науки и техники. Сер. Гидрология суши. — М.: ВИНТИ, 1991. — Т. 8. — 184 с.

Алексеевский Н.И. Баланс наносов, деформации и возможности регулирования разветвленного русла крупнейшей реки (на примере р. Лены у г. Якутска) [Текст] / Н.И. Алексеевский, А.А. Зайцев, Р.С. Чалов // Тр. АВН. Вып. 3. Водные пути и русловые процессы. — 1996. — С. 90–108.

Алексеевский Н.И. Структурная формализация систем временных и постоянных водотоков [Текст] / Н.И. Алексеевский, Р.Р. Муракаев // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2012. — С. 45–52.

Алексеевский Н.И. Факторы и особенности затопления речных пойм в бассейне Волги [Текст] / Н.И. Алексеевский, Д.П. Нестеренко // Сб. тр. I открытой конф. «Ресурсы и качество вод суши: оценка, прогноз, управление». — М.: ИВП РАН; Географ. ф-т МГУ, 2011. — С. 9–20.

Алексеевский Н.И. Наводнения и опасные проявления русловых процессов в дельте Терека [Текст] / Н.И. Алексеевский, М.А. Самохин, А.Ю. Сидорчук // XXII межвуз. координац. совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Новочеркасск, 2007. — С. 18–31.

Алексеевский Н.И. Морфология и динамика рельефа русла в нижнем течении Терека [Текст] / Н.И. Алексеевский, А.Ю. Сидорчук // Земельные и водные ресурсы. Противоэрозионная защита и регулирование русел. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. — С. 87–95.

Алексеевский Н.И. Ускоренная эрозия в нарушенных горными работами ландшафтах (на примере бассейнов рек Омолоя и Яны) [Текст] / Н.И. Алексеевский, А.Ю. Сидорчук // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. — С. 187–198.

Алексеевский Н.И. Морфология и динамика активных гряд в русле реки Терек [Текст] / Н.И. Алексеевский, А.Ю. Сидорчук // Водные ресурсы. — 2017. — Т. 44. — № 1. — С. 1–11.

Алексеевский Н.И. Структура сети водотоков в русловых и дельтовых разветвлениях и способы ее формализации [Текст] / Н.И. Алексеевский, Ю.В. Соколов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1999. — № 2. — С. 13–19.

Алексеевский Н.И. Движение наносов и русловые процессы [Текст] / Н.И. Алексеевский, Р.С. Чалов. — М.: МГУ, 1997. — 171 с.

Алексеевский Н.И. Гидрологические функции разветвленного русла [Текст] / Н.И. Алексеевский, Р.С. Чалов. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2009. — 240 с.

Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков [Текст] / Ж.Д. Алибегова. — Л.: Гидрометеиздат. 1985. — 229 с.

Алтунин С.Т. Заиление водохранилищ и размыв русел в нижнем бьефе плотин [Текст] / С.Т. Алтунин // Русловые процессы. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — С. 249–286.

Альбертс Е.Е. Сопоставление фактического смыва сильными ливнями со значениями, рассчитанными по модели WEPP [Текст] / Е.Е. Альбертс, Ф. Гидей // Почвоведение. — 1997. — № 5. — С. 642–646.

Ананьев Г.С. Региональная геоморфология зарубежных стран. Европа. Азия [Текст] / Г.С. Ананьев. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. — 180 с.

Андреев В.Г. Внутригодовое распределение речного стока [Текст] / В.Г. Андреев. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 328 с.

Антонов В.В. Использование гидротехнических сооружений в противоэрозионной лесомелиорации [Текст] / В.В. Антонов // Лесное хозяйство. — 1991. — № 9. — С. 31–33.

Антонов С.А. Динамика агроклиматических ресурсов агроландшафтов Ставропольского края и направления оптимизации систем земледелия [Текст]: автореф. дис. ... канд. с.-х. наук / С.А. Антонов. — Ставрополь: СХГУ, 2009. — 23 с.

Антонов С.И. Криогенные реликты в рельефе и рыхлых отложениях бассейна Протвы [Текст] / С.И. Антонов, С.И. Болысов, В.И. Мысливец // Геоморфология. — 1992. — № 1. — С. 11–15.

Аполлов Б.А. Курс гидрологических процессов [Текст] / Б.А. Аполлов, Г.П. Калинин, В.Д. Комаров. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 419 с.

Арманд Д.Л. Антропогенные эрозионные процессы [Текст] / Д.Л. Арманд // Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 7–37.

Арманд Д.Л. Развитие эрозионных процессов на Приволжской возвышенности [Текст] / Д.Л. Арманд // Сельскохозяйственная эрозия и методы изучения. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — С. 76–152.

Арманд Д.Л. Физико-географические основы проектирования сети полевых защитных лесных полос [Текст] / Д.Л. Арманд. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 367 с.

Архангельский М.М. О вероятной схеме движения наносов в придонной области турбулентного потока [Текст] / М.М. Архангельский // Взаимодействие поверхностного и подземного стока. Вып. 2. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. — С. 121–130.

Асеев А.А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период [Текст] / А.А. Асеев. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 200 с.

Ахмадов Х.М. Овражная эрозия в Таджикистане [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Х.М. Ахмадов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. — 20 с.

Ахмадов Х.А. Использование некоторых морфологических характеристик оврагов в Яванской долине для разработки предложений по мерам борьбы с оврагообразованием [Текст] / Х.М. Ахмадов // Тр. Тадж. НИИ почвоведения. — 1986. — Вып. 23. — С. 163–171.

Атлас радиоактивного загрязнения Европейской части России, Белоруссии и Украины [Текст]. — М.: ИГКЭ Росгидромета, Роскартография, 1998. — 142 с.

Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Российской Федерации [Текст]. — М.: ИПЦ «ДИК», 2009. — С. 98–101.

Бабинский З. О соотношении взвешенного в влекомого материала в стоке речных наносов [Текст] / З. Бабинский, К.М. Беркович, Р.С. Чалов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2005. — № 4. — С. 9–15.

Бабич Д.Б. Современные процессы дельтообразования и этапы формирования дельты Енисея [Текст] / Д.В. Бабич [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 9. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. — С. 183–201.

Бабич Д.В. Реакция крупных дельт России и Китая на глобальные изменения природной среды [Текст] / Д.В. Бабич [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 14. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. — С. 190–200.

Бабич Д.Б. Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы [Текст] / Д.В. Бабич [и др.] — М.: ГЕОС, 2001. — 202 с.

Бабьева И.П. Биология дрожжей [Текст] / И.П. Бабьева, И.Ю. Чернов. — М.: Науч. изд-во КМК, 2004. — 246 с.

Баженова О.И. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири [Текст] / О.И. Баженова [и др.]. — Новосибирск: Наука, 1997. — 208 с.

Байдин С.С. Стадийность развития устьевой области реки [Текст] / С.С. Байдин // Тр. ГОИН. — Вып. 104. — 1971. — С. 5–30.

Байдин С.С. Гидрология устьевых областей рек Терека и Сулака [Текст] / С.С. Байдин [и др.]. — М.: Гидрометеиздат, 1971. — 198 с.

Барabanов А.Т. Агроресомелиорация в почвозащитном земледелии [Текст] / А.Т. Барabanов. — Волгоград: ВНИАЛМИ, 1993. — 156 с.

Барышников Н.Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм [Текст] / Н.Б. Барышников. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 280 с.

Барышников Н.Б. Русловые процессы [Текст] / Н.Б. Барышников. — СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. — 441 с.

Барышников Н.Б. Антропогенное воздействие на русловые процессы [Текст] / Н.Б. Барышников. — СПб.: РГГМИ, 1990. — 140 с.

Барышников Н.Б. Гидравлика, затопление пойм и пойменные ландшафты [Текст] / Н.Б. Барышников, Л.В. Злотина, А.В. Чернов // XV пленарное межвуз. координац. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Волгоград; М.: Перемена, 2000. — С. 10–21.

Бастраков Г.В. Эрозионная устойчивость рельефа и противоэрозионная защита земель [Текст] / Г.В. Бастраков. — Брянск: Изд-во БГПИ, 1994. — 260 с.

Бутаков Г.В. Тенденции развития овражной эрозии в Европейской России [Текст] / Г.В. Бутаков [и др.] // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. — М.: Изд-во МГУ, 2000. — С. 52–62.

Белоусов Т.П. Морфоструктурный план и тектонические движения Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах [Текст] / Т.П. Белоусов, С.В. Энман // Геоморфология. — 1999. № 4. — С. 56–69.

Белоцерковский М.Ю. Вынос почвы с урожаем [Текст] / М.Ю. Белоцерковский // Земледелие. — 1987. — № 12. — С. 29.

Белоцерковский М.Ю. Эрозионные процессы на Европейской части СССР, их количественная оценка и районирование [Текст] / М.Ю. Белоцерковский [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1991. — № 2. — С. 47–55.

Белоцерковский М.Ю. Отчуждение мелкозема с урожаем картофеля и корнеплодов — составная часть потерь почв [Текст] / М.Ю. Белоцерковский, Г.А. Ларионов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1988. — № 5. — С. 49–54.

Беляев В.Р. Оценка разными методами эффективности многолетнего применения почвозащитной организации земледелия [Текст] / В.Р. Беляев [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 18. — М.: Изд-во МГУ, 2012. — С. 41–75.

Беляев И.П. Гидрология дельты Терека [Текст] / И.П. Беляев. — М.: Гидрометеиздат, 1963. — 205 с.

Беляев Ю.Р. Развитие балочных верховий центра Среднерусской возвышенности в конце среднего — позднем плейстоцене [Текст] / Ю.Р. Беляев [и др.] // Геоморфология. — 2008. — № 1. — С. 43–55.

Беляев Ю.Р. История развития балок центра Русской равнины (на примере Чолоховской балки, Сатинский полигон МГУ) [Текст] / Ю.Р. Беляев, А.В. Панин, В.Р. Беляев // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2003. — № 5. — С. 55–62.

Белый Б.В. Морфология и динамика русла нижней Вычегды в период активных дноуглубительных работ и после их прекращения [Текст] / Б.В. Белый [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 13. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. — С. 146–183.

Беннет Х.Х. Основы охраны почв [Текст] / Х.Х. Беннет. — М.: Изд-во иностран. лит., 1958. — 412 с.

Беркович К.М. Географический анализ антропогенных изменений русловых процессов [Текст] / К.М. Беркович. — М.: ГЕОС, 2001. — 164 с.

Беркович К.М. Расчет стабильности речных русел в условиях антропогенной нагрузки [Текст] / К.М. Беркович, Л.В. Злотина // География и природные ресурсы. — 2003. — № 4. — С. 117–123.

Беркович К.М. Русловой режим р. Нигера в районе металлургического завода у г. Аджакута [Текст] / К.М. Беркович, Р.В. Лодина, А.Ю. Сидорчук // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 9. — М.: Изд-во МГУ, 1983. — С. 127–145.

Беркович К.М. Устойчивость русел рек Европейской России и ее оценка в связи с антропогенными нагрузками на реки и их бассейны [Текст] / К.М. Беркович, А.Ю. Сидорчук // Проблемы оценки экологической напряженности Европейской территории России: факторы, районирование, последствия. — М.: Изд-во МГУ, 1996. — С. 77–88.

Берлянт А.М. К анализу крупномасштабных карт углов наклона рельефа [Текст] / А.М. Берлянт, Л.Ф. Литвин, С.А. Матанова // Геоморфология. — 1980. — № 1. — С. 76–87.

Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока. Ч. 1 [Текст] / А.Н. Бефани // Тр. ОГМИ. — № 4. — 1949. — С. 39–175.

Бобровицкая Н.Н. Зависимость среднего многолетнего стока взвешенных наносов рек ЕТС от физико-географических факторов [Текст] / Н.Н. Бобровицкая // Тр. ГГИ. — Вып. 191. — 1974. — С. 68–84.

Бобровицкая Н.Н. Эмпирический мерод расчета смыва почвы со склонов [Текст] / Н.Н. Бобровицкая // Сток наносов, его изучение и географическое распределение. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — С. 202–211.

Бобровицкая Н.Н. Водная эрозия на склонах и сток речных наносов [Текст]: автореф. дис. ... докт. геогр. наук / Н.Н. Бобровицкая. — СПб.: ГГИ, 1995. — 58 с.

Боголюбова И.В. Вопросы формирования и развития оврагов [Текст] / И.В. Боголюбова, А.В. Караушев // Тр. ГГИ. — 1979. — Вып. 267. — С. 5–25.

Богомолов А.Л. Влияние катастрофических селей в г. Тырныаузе на русло р. Баксан [Текст] / А.Л. Богомолов [и др.] // Геоморфология. — 2002. — № 1. — С. 65–74.

Богучарсков В.Т. О стоке Дона в прошлом и об условиях увлажнения юга Европейской части СССР в будущем [Текст] / В.Т. Богучарсков // Эколого-географические проблемы Северного Кавказа и Нижнего Дона. — Ростов-н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1990. — С. 11–15.

Бокк Э.Н. Географические и гидрологические аспекты возобновления ветлы в Обь-Иртышской пойме [Текст] / Э.Н. Бокк // География и природные ресурсы. — 1993. — № 1. — С. 94–100

Бойко Ф.Ф. Изменение речной сети Татарстана в 18–20 веках [Текст] / Ф.Ф. Бойко, Г.П. Бутаков, С.Г. Курбанова // Рациональное использование и прогноз качества водных ресурсов Республики Татарстан. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1993. — С. 22–23.

Большаинов Д.Ю. Русловые деформации и перераспределение стока в рукавах дельты Лены [Текст] / Д.Ю. Большаинов, М.В. Третьяков, И.В. Федорова // VI Всеросс. гидрол. съезд. Секция 6. — СПб.: Гидрометеиздат, 2004. — С. 126–127.

Бондарев В.П. Геоморфологический анализ и прогноз оврагообразования (на примере Центрального Черноземья) [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / В.П. Бондарев. — М.: Изд-во МГУ, 1994. — 22 с.

Бондарев В.П. Морфометрический анализ овражно-балочных систем для их классификации [Текст] / В.П. Бондарев // Геоморфология. — 1996. — № 1. — С. 53–58.

Бондарев В.П. Инженерная геодинамика овражно-балочных систем. Обзор [Текст] / В.П. Бондарев. — М.: Геоинформмарк, 1998. — 61 с.

Бондарев В.П. Морфодинамическая классификация элементов овражно-балочных систем [Текст] / В.П. Бондарев // Геоморфология. — 1999. — № 3. — С. 72–78.

Бондарев В.П. Бедленд как одно из наиболее экстремальных проявлений эрозионно-аккумулятивного процесса (на примере Французских Альп) [Текст] / В.П. Бондарев // Маккавеевские чтения—2006. — М.: зд-во МГУ. 2007. — С. 51–61.

Бондарев В.П. Иерархия малых водосборных бассейнов [Текст] / В.П. Бондарев // Геоморфология. — № 2. — 2010. — С. 10–18.

Бондарев В.П. Оценка выноса загрязняющих веществ с наносами со склонов в долину реки для геоэкологических целей (на примере бассейна р. Локна) [Текст] / В.П. Бондарев [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 18. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2012. — С. 76–91.

Бондарев В.П. Доставка наносов со склонов в долину реки [Текст] / В.П. Бондарев [и др.] // Геоморфология. — 2014. — № 1. — С. 36–45.

Бондарев В.П. Гидролого-морфометрические характеристики овражно-балочных систем центра Русской равнины [Текст] / В.П. Бондарев, Е.Ф. Зорина, С.Н. Ковалев // Геоморфология. — 2000. — № 2. — С. 52–58.

Борзенкова И.И. Эмпирическая палеоклиматология: состояние проблемы и методы исследования [Текст] / И.И. Борзенкова // Изменения климата и их последствия. — СПб.: Наука, 2002. — С. 75–92.

Борисенков Е.П. Экстремальные климатические явления в Европейской части России [Текст] / Е.П. Борисенков, В.М. Пасецкий, М.Е. Ляхов // Климатические изменения в последнем тысячелетии. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — С. 205–209.

Боровков В.С. Русловые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях. [Текст] / В.С. Боровков. — Л.: Гидрометеоздат, 1989. — 286 с.

Борсук О.А. Морфология русел и современный аллювий на горных реках Западного Тянь-Шаня [Текст] / О.А. Борсук [и др.] // Геоморфология. — 1981. — № 4. — С. 60–67.

Борьба с эрозией почв и селями в Дагестане [Текст] / — Махачкала: Даг. книж. изд-во, 1977. — 102 с.

Брауде И.Д. Рациональное использование эродированных серых лесных почв Нечерноземной зоны РСФСР [Текст] / И.Д. Брауде. — М.: Лесная промышленность, 1976. — 72 с.

Брауде И.Д. Природа пятнистости пахотных почв на склонах и их мелиорация [Текст] / И.Д. Брауде // Почвоведение. — 1991. — № 12. — С. 89–97.

Брюханов В.А. Эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне Большой речки [Текст] / В.А. Брюханов // Эрозиоведение: теория, эксперимент, практика — М.: Изд-во МГУ, 1991. — С. 27–28.

Будник С.В. Ливневой сток со склонов [Текст] / С.В. Будник. — Житомир: Изд-во ЖГУ им. И. Франко, 2007. — 184 с.

Булыгин С.Ю. Микроагрегированность как показатель противоэрозионной устойчивости почв [Текст] / С.Ю. Булыгин, Ф.Н. Лисецкий // Почвоведение. — 1991. — № 12. — С. 98–104.

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины [Текст] / Г.П. Бутаков. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. — 143 с.

Бутаков Г.П. Овражная эрозия как фактор деградации речной сети на востоке Русской равнины [Текст] / Г.П. Бутаков // Причины и механизм пересыхания малых рек. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1996. — С. 63–72.

Бутаков Г.П. Тенденции развития овражной эрозии в Европейской России [Текст] / Г.П. Бутаков [и др.] // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. — С. 52–62.

Бутаков Г.П. Формирование антропогенно обусловленного наилка на поймах рек Русской равнины [Текст] / Г.П. Бутаков [и др.] // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. — М.: МГУ, 2000. — С. 78–92

Варенов А.Л. Вертикальные деформации русел малых рек под влиянием антропогенных факторов [Текст] / А.Л. Варенов // Геоморфология. — 2013. — № 1. — С. 73–82.

Векслер А.Б. Изменение уровня и руслового режимов р. Оби в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла [Текст] / А.Б. Векслер, А.Б. Алкаева, В.М. Доненберг // Тр. ЗСРНИГМИ. Вып. 43. Вопросы гидрологии Сибири. — 1980. — С. 75–81.

Векслер А.Б. Переформирование русла в нижнем бьефе крупных гидроэлектростанций [Текст] / А.Б. Векслер, В.М. Доненберг. — М.: Энергомашиздат, 1983. — 217 с.

Великанов М.А. К постановке проблемы русловых процессов [Текст] / М.А. Великанов // Метеорология и гидрология. — 1946. — № 3. — С. 36–46.

Великанов М.А. Гидрология суши [Текст] / М.А. Великанов. — 4-е изд. — Л.: Гидрометеоздат, 1948. — 530 с.

Великанов М.А. Динамическая структура руслового процесса [Текст] / М.А. Великанов // Изв. АН СССР. Сер. География и геофизика. — 1949. — № 6. — С. 497–512.

Великанов М.А. Динамика русловых потоков: в 2 т. Т. 2: Наносы и русло [Текст] / М.А. Великанов. — М.: Гостехиздат, 1955. — 323 с.

Великанов М.А. Русловой процесс [Текст] / М.А. Великанов. — М.: Физматиздат, 1958. — 395 с.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене [Текст] / А.А. Величко. — М.: Наука, 1973. — 256 с.

Величко А.А. Палеогеография стоянки Костенки-14 (Маркина гора) [Текст] / А.А. Величко [и др.] // Археология, этнография и антропология Евразии. — 2009. — № 4 (40). — С. 35–50.

Вендров С.Л. Деформации берегов и дна Цимлянского водохранилища за 20 лет [Текст] / С.Л. Вендров, В.А. Ключева // Геоморфология. — 1972. — № 4. — С. 26–32.

Веретенникова М.В. Исследование механизма овражной эрозии и ее роли в балансе наносов на балочном водосборе (на примере центра Европейской части РСФСР) [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / М.В. Веретенникова. — М.: МГУ, 1991. — 24 с.

Веретенникова М.В. Механизм овражной эрозии и динамика русловых форм [Текст] / М.В. Веретенникова // Геоморфология. — 1998. — № 2. — С. 66–75.

Виноградов Ю.Б. Современные проблемы гидрологии [Текст] / Ю.Б. Виноградов, Т.А. Виноградова. — М.: Академия, 2008. — 320 с.

Виноградов Ю.Б. Селевой поток 15 июля 1973 г. на Малой Алмаатинке [Текст] / Ю.Б. Виноградов, А.Э. Земс, Р.В. Ханин // Селевые потоки. — М.: Гидрометеиздат, 1976. — С. 60–73.

Виноградова Н.Н. Сели из притоков как фактор формирования русел крупных горных рек [Текст] / Н.Н. Виноградова, И.В. Крыленко // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. — Новосибирск, 2004. — С. 60–62.

Виноградова Н.Н. Особенности русловых процессов р. Баксана в условия активной селевой деятельности [Текст] / Н.Н. Виноградова, И.В. Крыленко, В.Ф. Перов // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 15. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. — С. 126–148.

Виноградова Н.Н. Некоторые закономерности руслоформирующей деятельности горной реки в ее верховьях (на примере р. Баксана) [Текст] / Н.Н. Виноградова, И.В. Крыленко, В.В. Сурков // Геоморфология. — 2007. — № 2. — С. 49–57.

Виноградова Н.Н. Ледниковые реки Приэльбрусья — условия руслоформирования и взаимосвязь морфодинамики долин и русел [Текст] / Н.Н. Виноградова [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 17. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2010. — С. 96–115.

Виноградова Н.Н. Влияние изменений гидрологического режима и хозяйственной деятельности на состояние русла р. Оби в нижнем бьефе Новосибирской ГЭС [Текст] / Н.Н. Виноградова, С.Н. Рулева // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1982. — № 1. — С. 38–44.

Виноградова О.В. Палеорусловой аспект формирования горных и полугорных долин Патомского нагорья [Текст] / О.В. Виноградова // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 13. — М.: Изд-во МГУ, 2001. — С. 264–274.

Виноградова О.В. К вопросу о деформациях русловых форм горных и полугорных рек [Текст] / О.В. Виноградова, Н.Н. Виноградова, Н.В. Хмелева // Геоморфология. — № 3. — 1999. — С. 78–83.

Владимиров А.М. Сток рек в маловодный период года [Текст] / А.М. Владимиров. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 295 с.

Водные пути бассейна Лены [Текст]. — М.: МИКИС, 1995. — 600 с.

Водогрещкий В.Е. Влияние агролесомелиораций на годовой сток. Методика исследований и расчеты [Текст] / В.Е. Водогрещкий. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 184 с.

Водогрещкий В.Е. Антропогенное изменение стока малых рек [Текст] / В.Е. Водогрещкий. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. — 176 с.

Волков И.А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири [Текст] / И.А. Волков // Докл. АН СССР. — 1963. — Т. 151. — № 3. — С. 23–25.

Волощук М.Д. Интенсивность роста оврагов в юго-западной части Молдавии [Текст] / М.Д. Волощук // Эрозия почв и почвозащитное земледелие. — М., 1975. — С. 248–251.

Волощук М.Д. Интенсивность оврагообразования на территории Прут-Днестровского междуречья [Текст] / М.Д. Волощук, В.В. Загаровский // Закономерности проявления эрозийных и русловых процессов в различных природных условиях. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — С. 216–218.

Воронов А.М. Оценка региональных изменений гидроклиматических условий Европейской территории СССР по историческим данным [Текст] / А.М. Воронов // Водные ресурсы. — 1992. — № 4. — С. 97–105.

Вострякова Н.В. Изменение твердого стока сибирских рек в связи с возникновением крупных водохранилищ [Текст] / Н.В. Вострякова, Ю.И. Подлипский, В.М. Широков // Круговорот вещества и энергии в озерах и водохранилищах. Сб. 1. — Лиственничное-на-Байкале, 1973. — С. 55–57.

Гайворон Т.Д. Стадии развития овражно-балочных форм Среднерусской возвышенности (на примере бассейна р. Сейм) [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Т.Д. Гайворон. — М.: Изд-во МГУ, 1983. — 25 с.

Гайворон Т.Д. Основы систематики балочных форм [Текст] / Т.Д. Гайворон // Геоморфология. — 1997. — № 1. — С. 66–69.

Гак Д.З. Бактериопланктон и его роль в биологической продуктивности водохранилищ [Текст] / Д.З. Гак. — М.: Наука, 1975. — 257 с.

Ганжара Н.Ф., Ганжара Л.Н. Особенности формирования гумусового профиля смытых почв [Текст] / Н.Ф. Ганжара, Л.Н. Ганжара. — М.: Изд-во МГУ, 1973. — С. 130–133.

Гарцман Б.И. Анализ структуры речных систем и перспективы моделирования гидрологических процессов [Текст] / Б.И. Гарцман [и др.] // География и природные ресурсы. — 2008. — № 2. — С. 116–123.

Гарцман И.Н. Речная сеть и водоносность территории в условиях юга Дальнего Востока [Текст] / Б.И. Гарцман // Тр. ДВНИГМИ. — № 27. — 1968. — С. 15–22.

Гарнишев Е.А. Эрозионно-гидрологический процесс и лесомелиорация: теория и модели [Текст] / — Волгоград: ВНИАЛМИ, 1999. — 219 с.

Гендугов В.М. Новый подход к оценке эродировующего действия потока на почву [Текст] / В.М. Гендугов [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. — 1997. — № 2. — С. 37–41.

Геннадиев А.Н. Скорость почвообразования и допустимые нормы эрозии почв [Текст] / А.Н. Геннадиев, М.И. Герасимова, З.В. Пацукевич // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1987. — № 3. — С. 31–37.

География овражной эрозии [Текст]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. — 324 с.

Герасименко В.П. Водная эрозия почв в различных регионах Европейской части СССР [Текст] / В.П. Герасименко // Почвоведение. — 1987. — № 12. — С. 96–109.

Герасименко В.П. Среднегодовалый смыв почвы на пашне в различных природных условиях [Текст] / В.П. Герасименко // Почвоведение. — 1995. — № 5. — С. 608–616.

Герашенко М.Н. Исследования русловых деформаций р. Случь у г. Сарны [Текст] / М.Н. Герашенко // Тр. Укр. регион. НИИ Госкомгидромета СССР. — 1983. — № 194. — С. 128–134.

Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани [Текст]. — М.: ГЕОС, 2010. — 728 с.

Гидрология дельты Дуная [Текст]. — М.: ГЕОС, 2004. — 448 с.

Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири [Текст]. — СПб.: ВВМ, 2009. — 536 с.

Гидрология устьев рек Терека и Сулака [Текст]. — М.: Наука, 1993. — 160 с.

Глазовская М.А. Геохимические функции микроорганизмов [Текст] / М.А. Глазовская, Н.Г. Добровольская. — М.: Изд-во МГУ, 1984. — 151 с.

Глушков В.Г. Географо-гидрологический метод // Изв. ГГИ. — 1933. — № 57–58. — С. 5–9.

Головченко А.В. Численность и запасы микроорганизмов в пойменных почвах реки Протва [Текст] / А.В. Головченко, Н.Г. Добровольская // Почвоведение. — 2001. — № 12. — С. 1460–1464.

Голосов В.Н. Антропогенная эрозия почв в бассейне Верхней Оки. [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / В.Н. Голосов. — М.: Географ. ф-т МГУ, 1986. — 24 с.

Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы и баланс наносов в бассейне р. Протвы [Текст] / В.Н. Голосов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1988а. — № 6. — С. 19–25.

Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы на склонах в южной части Нечерноземной зоны [Текст] / В.Н. Голосов // Геоморфология. — 1988б. — № 1. — С. 51–57.

Голосов В.Н. Влияние антропогенных факторов на сток наносов рек бассейна р. Оки [Текст] / В.Н. Голосов // География и природные ресурсы. — 1989. — № 3. — С. 46–50.

Голосов В.Н. Использование радиоизотопов при исследовании эрозионно-аккумулятивных процессов [Текст] / В.Н. Голосов // Геоморфология. 2000. № 2. — С. 26–33.

Голосов В.Н. Перераспределение наносов в верхних звеньях флювиальной сети земледельческих регионов: теория вопроса и опыт регионального анализа (на примере равнин умеренного пояса) [Текст] / В.Н. Голосов // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 13. — М.: Изд-во МГУ, 2001. — С. 94–119.

Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин [Текст] / В.Н. Голосов. — М.: ГЕОС, 2006. — 296 с.

Голосов В.Н. Пространственно-временные особенности развития почвенно-эрозийных процессов в лесостепной зоне Восточно-Европейской равнины [Текст] / В.Н. Голосов [и др.] // Почвоведение. — 2011. — № 7. — С. 861–869.

Голосов В.Н. Некоторые причины отмирания речной сети в условиях интенсивного сельскохозяйственного освоения земель [Текст] / В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова // Водные ресурсы. — 1993. — Т. 20. — № 6. — С. 684–689.

Голосов В.Н. Внутрибассейновое перераспределение наносов на речном водосборе: методика и проблемы изучения [Текст] / В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. — С. 251–266.

Голосов В.Н. Экстремальный ливневой смыв на водосборе балки Часовенков Верх [Текст] / В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова, М.В. Маркелов // Четырнадцатое пленарное межвуз. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Уфа: Изд-во БашГУ, 1999. — С. 96–97.

Голосов В.Н. Специфика эрозионных процессов в юго-западном Забайкалье [Текст] / В.Н. Голосов, М.Э. Козловская, З.В. Пацукевич // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1996. — № 5. — С. 46–50.

Голосов В.Н. Эрозия почв в речном бассейне [Текст] / В.Н. Голосов, Л.Ф. Литвин // Земледелие. — 1987. — № 8. — С. 41–43.

Голосов В.Н. Современные тенденции перераспределения наносов на водосборах центра Русской равнины [Текст] / В.Н. Голосов, М.В. Маркелов, В.Р. Беляев // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 17. — М.: Изд-во МГУ, 2010. — С. 46–60.

Голосов В.Н. Проектирование почво-водоохраняющих мероприятий в степной зоне [Текст] / В.Н. Голосов, И.В. Острова, Н.Н. Иванова // Мелиорация и водное хозяйство. — 1990. — № 6. — С. 26–28.

Голосов В.Н. Осыпные процессы на склонах оврагов в низкогорной зоне Западного Тянь-Шаня [Текст] / В.Н. Голосов, А.В. Панин // Геоморфология. — 1988. — № 3. — С. 46–50.

Гольдфарб Ю.И. Строение и развитие днищ речных долин [Текст] / Ю.И. Гольдфарб // Маккаевские чтения. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011. — С. 53–68.

Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков [Текст] / В.Н. Гончаров. — Л.: Гидрометеодиздат, 1962. — 374 с.

ГОСТ 17.1.1.02–77. Охрана природы. Гидросфера. Классификация водных объектов. — М., 1978. — 44 с.

Государственный (национальный) доклад «О состоянии и использовании земель Российской Федерации в 2007 году». — М.: Роснедвижимость, 2008. — 268 с.

Григорьев В.Я. Прогнозирование и предупреждение эрозии при орошении [Текст] / В.Я. Григорьев [и др.]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. — 206 с.

Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. [Текст] / В.Я. Григорьев. — М.: Наука, 1966. — 180 с.

Грин А.М. Динамика водного баланса Центрально-Черноземного района [Текст] / А.М. Грин. — М.: Наука, 1965. — 145 с.

Грин А.М. Опыт стационарного изучения процессов стока и смыва // Современные экзогенные процессы рельефообразования [Текст] / А.М. Грин. — М.: Наука, 1970. — С. 89–95.

Гринвальд Д.И. Речная турбулентность [Текст] / Д.И. Гринвальд, В.И. Никора. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 152 с.

Гришанин К.В. О механизме образования песчаных гряд [Текст] / К.В. Гришанин // Тр. ЛИВТ. Вып. 34. — 1962. — С. 5–14.

Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов [Текст] / К.В. Гришанин. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 143 с.

Гришанин К.В. Динамика русловых потоков [Текст] / К.В. Гришанин. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 311 с.

Гришанин К.В. Возникновение меандрирования как проблема гидродинамической неустойчивости [Текст] / К.В. Гришанин, В.И. Замышляев // Тр. ГГИ. Вып. 301. — 1985. — С. 5–12.

Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна верхнего Дона [Текст] / М.Н. Грищенко. — М.: Наука, 1976. — 227 с.

Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией [Текст] / Н. Гудзон. — М.: Прогресс, 1974. — 303 с.

Гусаров А.В. Оценка русловой и бассейновой составляющих эрозии и стока взвешенных наносов в речных бассейнах [Текст] / А.В. Гусаров // Геоморфология. — № 2. — 2013. — С. 23–38.

Дарбутас А.А. Русловые процессы р. Немана (Нямунаса) и влияние на них антропогенного фактора [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / А.А. Дарбутас. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 26 с.

Дебольский В.К. Критические скорости потока и критерии форм транспорта наносов [Текст] / В.К. Дебольский, Л.Д. Коган, Н.А. Михайлова // Водные ресурсы. — 1976. — № 4. — С. 154–160.

Дегтярев В.В. Изменение гидрологического режима Иртыша [Текст] / В.В. Дегтярев // Речной транспорт. — 1968. — № 12. — С. 39–41.

Дегтярев В.В. Улучшение судоходных условий сибирских рек [Текст] / В.В. Дегтярев. — М.: Транспорт, 1987. — 176 с.

Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье [Текст] / А.П. Дедков. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970. — 255 с.

Дедков А.П. Эрозия в аридных зонах [Текст] / А.П. Дедков // Геоморфология. — 1998. — № 4. — С. 3–12.

Дедков А.П. Антропогенные изменения системы процессов экзогенного рельефообразования в Среднем Поволжье [Текст] / А.П. Дедков [и др.] // Рельеф и хозяйственная деятельность. — М.: Наука, 1982. — С. 20–28.

Дедков А.П. Связь глубины залегания подземных вод с рельефом и заселенностью в Среднем Поволжье [Текст] / А.П. Дедков [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1995. — № 4. — С. 73–78.

Дедков А.П. О деградации речной сети и среднем Поволжье и ее причинах [Текст] / А.П. Дедков, С.Г. Курбанова, В.И. Мозжерин // Тр. АВН. Вып. 1. — М., 1995. — С. 93–98.

Дедков А.П. Общая оценка интенсивности эрозии по стоку взвешенных наносов [Текст] / А.П. Дедков, В.И. Мозжерин // Климатическая геоморфология денудационных равнин. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. — 224 с.

Дедков А.П. Эрозия и сток наносов на Земле. [Текст] / А.П. Дедков, В.И. Мозжерин. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1984. — 264 с.

Дедков А.П. Глобальный сток наносов в океан: природная и антропогенная составляющие [Текст] / А.П. Дедков, В.И. Мозжерин // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 3. — М., 2000. — С. 15–23.

Дедков А.П. Климатическая геоморфология денудационных равнин [Текст] / А.П. Дедков [и др.]. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. — 224 с.

Дедков А.П. Овражная эрозия на пахотных землях Европы [Текст] / А.П. Дедков, И.И. Рысин, Т.Н. Чернышова // Геоморфология. — 1993. — № 2. — С. 3–13.

Дедков А.П. Связь глубины залегания подземных вод с рельефом и залесенностью в Среднем Поволжье [Текст] / А.П. Дедков [и др.] // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1995. — № 4. — С. 73–78.

Демин А.Г. Динамика и строение эрозионной сети Алтайского региона. [Текст] / А.Г. Демин. — Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1993. — 144 с.

Демин А.Г. Особенности эрозионного рельефа предгорий и равнин Алтайского края [Текст] / А.Г. Демин, С.М. Маринин // Вопросы географии Горного Алтая. — Барнаул, 1976. — С. 24–46.

Джаошвили Ш.В. Речные наносы и пляжеобразование на Черноморском побережье Грузии [Текст] / Ш.В. Джаошвили. — Тбилиси: Сабуота Сакартвело, 1986. — 155 с.

Джуха И.Г. Морфология и динамика русел малых рек таежной зоны (на примере Волгоградской области) [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / И.Г. Джуха. — М.: Изд-во МГУ, 1984. — 21 с.

Джуха И.Г., Чалов Р.С. Морфология и динамика русла р. Юг как пример руслоформирующей деятельности малой реки [Текст] / И.Г. Джуха, Р.С. Чалов // Геоморфология. — 1985. — № 1. — С. 83–91.

Дик Н.Е. Рельеф Москвы и Подмосковья [Текст] / Н.Е. Дик [и др.]. — М.: Географгиз, 1949. — 194 с.

Динамическая геоморфология [Текст]. — М.: Изд-во Моск. ун-та., 1992. — 448 с.

Жаркова Ю.Г. Почвозащитные свойства агроценозов // Работа водных потоков [Текст] / Ю.Г. Жаркова. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. — С. 39–51.

Жаркова Ю.Г. Эрозионные процессы в тундровой зоне ЕТС [Текст] / Ю.Г. Жаркова, Б.П. Любимов // Вест. МГУ. Сер. 5. География. — 1990. — № 3.

Жилко В.В. Эродированные почвы Белоруссии и их использование. [Текст] / В.В. Жилко. — Минск: Урожай, 1976. — 168 с.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет [Текст]. — М.: ГЕОС, 2002. — 231 с.

Динамическая геоморфология [Текст]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. — 448 с.

Добровольская Н.Г. Особенности субкавального выветривания на равнинных и горных реках (на примере Лены и Кара-Бау, Западный Тянь-Шань) [Текст] / Н.Г. Добровольская // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1980. — № 2. — С. 71–75.

Добровольская Н.Г. Микроорганизмы как компонент речной геосистемы [Текст] / Н.Г. Добровольская // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. — С. 184–195.

Добровольская Н.Г. Роль микроорганизмов в истираемости почвенных агрегатов склоновыми потоками [Текст] / Н.Г. Добровольская // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 16. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. — С. 84–95.

Добровольская Н.Г. Бактериальный сток реки Протвы [Текст] / Н.Г. Добровольская [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2001. — № 2. — С. 58–63.

Добровольская Н.Г. Пространственно-временное распределение микробиальных сообществ малых рек Русской равнины [Текст] / Н.Г. Добровольская, А.В. Головченко, Д.Г. Звягинцев // Изв. РАН. Сер. 5. География. — 2002. — № 4. — С. 86–92.

Добровольская Н.Г. Природные факторы численности микроорганизмов в малых реках южно-таежной подзоны [Текст] / Н.Г. Добровольская, Д.Г. Звягинцев // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2006. — № 2. — С. 60–65.

Добровольская Н.Г. Перераспределение наносов в эрозионно-русловых системах бассейна р. Волги [Текст] / Н.Г. Добровольская [и др.] // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 4. — М.: Изд-во МГУ, 2005. — С. 179–190.

Добровольская Н.Г. Некоторые закономерности перераспределения наносов в эрозионно-руслowych системах центра России [Текст] / Н.Г. Добровольская [и др.] // Геоморфология. — 2007. — № 1. — С. 89–96.

Добровольская Н.Г. Пространственно-временная динамика структуры бактериальных комплексов в пойме р. Медвенка (Московская область) [Текст] / Н.Г. Добровольская [и др.] // Почвоведение. — 2006. — № 12. — С. 1497–1483.

Добровольская Н.Г. О роли механического и биохимического выветривания в формировании состава руслового аллювия [Текст] / Н.Г. Добровольская, Р.В. Лодина, Р.С. Чалов // Геоморфология. — 1991. — № 1. — С. 59–64.

Добровольский Г.В. География почв. [Текст] / Г.В. Добровольский, И.С. Урусевская. — М.: Изд-во МГУ, 2004. — 460 с.

Доклад о состоянии и использовании земель сельскохозяйственного назначения. — М.: Министерство сельского хозяйства РФ, 2011. — 145 с.

Докучаев В.В. Способы образования речных долин Европейской России [Текст] / В.В. Докучаев. — СПб., 1878. — 223 с.

Докучаев В.В. Овраги и их значение [Текст] / В.В. Докучаев // Тр. Вольного экон. об-ва. Т. 3. Вып. 2. — СПб., 1877. — С. 167–178.

Докучаев В.В. Дороже золота русский чернозем [Текст] / В.В. Докучаев. М.: Изд-во МГУ, 1994. — 544 с.

Долженко Ю.А. Эффективность и экологическая безопасность обеспечения судоходных глубин на устьевых барах арктических рек Якутии. [Текст] / Ю.А. Долженко. — Новосибирск: Сибирское соглашение, 2005. — 236 с.

Домогашев В.Н. Карчеход и русловой процесс [Текст] / В.Н. Домогашев, В.Е. Сергутин // Геоморфология. — 1987. — № 2. — С. 54–56.

Доманицкий А.П. Реки и озера Советского Союза [Текст] / А.П. Доманицкий, Р.Г. Дубровина, А.И. Исаева. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 104 с.

Дорошев П.Е. Эрозионно-денадационные проявления на обвально-осыпных склонах в зимнее время [Текст] / П.Е. Дорошев // Науч. зап. Воронеж. отд. ГО СССР. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1972. — С. 68–73.

Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты [Текст] / В.М. Евстигнеев. — М.: Изд-во МГУ, 1990. — 304 с.

Евстигнеев В.М. Особенности сезонной неравномерности распределения стока воды рек европейской территории России [Текст] / В.М. Евстигнеев, В.В. Иванов, Н.В. Шенберг // Проблемы гидрологии и гидроэкологии. Вып. 2. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2004. — С. 175–186.

Егоров И.Е. Структура эрозионной сети востока Русской равнины и ее антропогенные изменения [Текст] / И.Е. Егоров // Вест. Удмурт. ун-та. — 1996. — № 3. — С. 90–101.

Еленевский Р.А. Вопросы изучения и освоения речных пойм [Текст] / Р.А. Еленевский. — М.: Изд-во ВАСХНИЛ. 1936. — 100 с.

Ермакова А.С. Водный режим как фактор русловых процессов на реках Камчатки [Текст] / А.С. Ермакова // Общие, экологические и инженерные аспекты изучения гидрологических, русловых и эрозионных процессов. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2008. — С. 74–80.

Ермакова А.С. Русловые процессы на реках Камчатки [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / А.С. Ермакова. — М.: Изд-во МГУ. 2009. — 26 с.

Еременко Е.А. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины [Текст] / Е.А. Еременко, А.В. Панин. — М.: МИРОС, 2010. — 192 с.

Еременко Е.А. Происхождение ложбинной сети центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины [Текст] / Е.А. Еременко, А.В. Панин // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2011. — № 3. — С. 59–63.

Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов [Текст] / О.П. Ермолаев. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1992. — 150 с.

Ермолаев О.П. Структура бассейновой эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов [Текст] / О.П. Ермолаев, С.Г. Курбанова // Геоморфология. — 1992. — № 4. — С. 77–84.

Ещенко Н.Д. Способ измерения стока наносов с распаханных склонов за период снеготаяния [Текст] / Н.Д. Ещенко // Тр. Укр. регион. НИИ Госкомгидромета. Вып. 192. — 1982. — С. 73–85.

Жаркова Ю.Г. Почвозащитные свойства агроценозов [Текст] / Ю.Г. Жаркова // Работа водных потоков. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. — С. 39–51.

Жаркова Ю.Г. О развитии эрозионных процессов в тундровой зоне ЕТС [Текст] / Ю.Г. Жаркова, Б.П. Любимов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1990. — № 3. — С. 106–111.

Железняков Г.В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии [Текст] / Г.В. Железняков. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1950. — 163 с.

Железняков Г.В. Влияние кинематического эффекта безнапорного потока на транспорт наносов [Текст] / Г.В. Железняков, Н.Б. Барышников, В.С. Алтунин // Движение наносов в открытых руслах. — М.: Наука, 1970. — С. 19–24.

Жилко В.В. Эродированные почвы Белоруссии и их использование [Текст] / В.В. Жилко. — Минск: Урожай, 1976. — 168 с.

Жмыхова Т.В., Чалов Р.С. Прирусловые отмели на верхней Оби: типизация, морфология и гидролого-морфологический анализ [Текст] / Т.В. Жмыхова, Р.С. Чалов // География и природные ресурсы. — 2014. — № 4. — С. 67–72.

Жураев Б.Р. Изучение эрозионных и гравитационных процессов в аридных и семиаридных зонах бассейна р. Кашкадарья [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Б.Р. Жураев. — М.: Изд-во МГУ. 1977. — 24 с.

Завадский А.С. Учет морфодинамики русел малых рек при разработке программы мониторинга водных объектов на урбанизированных территориях (на примере г. Москвы) [Текст] / А.С. Завадский, К.Г. Мишина // Двадцать восьмое пленарное межвуз. координац. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Доклады и сообщения. — Пермь: ПГНИУ, 2013. — С. 101–104.

Завадский А.С. Региональный анализ свободного меандрирования [Текст] / А.С. Завадский, Р.С. Чалов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1997. — № 3. — С. 32–36.

Зайцев А.А. Режим уровней и уклонов на валунно-галечных перекатах и скальных выступах в руслах крупных рек [Текст] / А.А. Зайцев // Метеорология и гидрология. — 1989. — № 12. — С. 103–106.

Замышляев В.И. О плановой устойчивости прямого русла [Текст] / В.И. Замышляев // Тр. ГГИ. Вып. 278. — 1982. — С. 48–55.

Запорожченко Э.В. Сели северного склона Центрального Кавказа: оценка опасности и характеристики; принципы надежной защиты [Текст] / Э.В. Запорожченко // Маккавевские чтения — 2004. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. — С. 26–35.

Зарецкая Н.Е. Динамика верхней Вычегды во второй половине голоцена (по аналитическим и геоморфологическим данным) [Текст] / Н.Е. Зарецкая [и др.] // Мат-лы V Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. — М., 2007. — С. 130–133.

Зарецкая Н.Е. Опыт реконструкции истории долины средней Вычегды в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований [Текст] / Н.Е. Зарецкая [и др.] // Мат-лы VI Всеросс. совещ. по изуч. четвертичного периода. — Новосибирск, 2009. — С. 223–226.

Заславский М.Н. Эрозия почв [Текст] / М.Н. Заславский. — М.: Мысль, 1979. — 245 с.

Заславский М.Н. Эрозиоведение [Текст] / М.Н. Заславский. — М.: Высшая школа, 1983. — 320 с.

Заславский М.Н. Эрозиоведение. Основы противоэрозионного земледелия [Текст] / М.Н. Заславский. — М.: Высшая школа, 1987. — 207 с.

Заславский М.Н. Карта эрозионного индекса дождевых осадков Европейской территории СССР и Кавказа [Текст] / М.Н. Заславский [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 8. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. — С. 17–29.

Защита земель Карачаево-Черкессии от эрозии и селей [Текст]. — Черкесск: КЧотд. Ставроп. книж. изд-ва, 1972. — 120 с.

Звягинцев Д.Г. Взаимодействие микроорганизмов с твердыми поверхностями [Текст] / Д.Г. Звягинцев. — М.: Изд-во МГУ, 1973. — 176 с.

Звягинцев Д.Г. Почва и микроорганизмы [Текст] / Д.Г. Звягинцев. — М.: Изд-во МГУ, 1987. — 256 с.

Звягинцев Д.Г. Биология почв [Текст] / Д.Г. Звягинцев, И.Л. Бабьева, Г.М. Зенова. — М.: Изд-во МГУ, 2005. — 445 с.

Земцов А.А. Особенности развития русловых процессов на таежных реках [Текст] / А.А. Земцов // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. — С. 258–259.

Злотина Л.В. Применение ландшафтного анализа поймы при исследовании русловых процессов [Текст] / Л.В. Злотина // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — М.: Изд-во МГУ, 1987. — С. 288–289

Знаменская Н.С. Грядовое движение наносов [Текст] / Н.С. Знаменская. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 188 с.

Знаменская Н.С. Донные наносы и русловые процессы [Текст] / Н.С. Знаменская. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 191 с.

Знаменская Н.С. Гидравлическое моделирование русловых процессов [Текст] / Н.С. Знаменская. — СПб.: Гидрометеоздат, 1992. — 240 с.

Зорина Е.Ф. Овражная эрозия: закономерности и потенциал развития [Текст] / Е.Ф. Зорина. — М.: ГЕОС, 2003. — 170 с.

Зорина Е.Ф. Прогноз количества и длины оврагов в пределах балочного водосбора [Текст] / Е.Ф. Зорина // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 8. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — С. 67–79.

Зорина Е.Ф. Опыт оценки объема овражных выносов в бассейне р. Дона [Текст] / Е.Ф. Зорина, Б.Ф. Косов, С.Д. Прохорова // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1980. — № 3. — С. 39–44.

Зорина Е.Ф. Подходы к типизации оврагов [Текст] / Е.Ф. Зорина, С.Н. Ковалев, И.И. Никольская // Геоморфология. — 1998. — № 2. — С. 75–80.

Зорина Е.Ф. Заовраженность равнинных территорий России [Текст] / Е.Ф. Зорина, И.И. Никольская, С.Д. Прохорова // Проблема оценки экологической напряженности территории России: факторы, районирование. — М.: Изд-во МГУ, 1993. — С. 33–41.

Зорина Е.Ф. История и прогноз развития оврага, исследованного в конце XIX века Э.Э. Керном [Текст] / Е.Ф. Зорина [и др.] // Геоморфология. — 1984. — № 3. — С. 54–59.

Зорина Е.Ф. Плановые характеристики водосборов овражно-балочной сети юга Нечерноземья [Текст] / Е.Ф. Зорина [и др.] // Геоморфология. — 1988. — № 3. — С. 50–56.

Зыкина В.С. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья [Текст] / В.С. Зыкина, И.А. Волкова, М.И. Дергачева. — М.: Наука, 1981. — 203 с.

Иванов В.В. Условия формирования, гидролого-морфометрические зависимости и деформации относительно прямолинейных, неразветвленных русел [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / В.В. Иванов. — М.: Изд-во МГУ, 1989. — 23 с.

Иванов В.В. Влияние водохозяйственных мероприятий на деформации русла Нижней Кубани [Текст] / В.В. Иванов, В.Н. Коротаев // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2006. — № 5. — С. 54–60.

Иванов В.В. Морфология и динамика дельты р. Селенги [Текст] / В.В. Иванов, В.Н. Коротаев, И.А. Лабутина // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2007. — № 4. — С. 48–54.

Иванов В.В. Геоморфология поймы и динамика русла Нижнего Дона [Текст] / В.В. Иванов [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2013. — № 6. — С. 63–67.

Иванов В.В. Атлас русловых деформаций Нижней Волги [Текст] / В.В. Иванов [и др.] // Водные ресурсы. — 2006. — Т. 33. — № 5. — С. 580–588.

Иванов В.В. Распределение стока по основным рукавам дельты Лены [Текст] / В.В. Иванов, А.А. Пискун, Р.А. Корабель // Тр. ААНИИ. — 1983. — Т. 378. — С. 59–71.

Иванов В.Д. Об установлении категории эрозионноопасных земель по интенсивности смыва почв тальми водами [Текст] / В.В. Иванов, М.И. Лопырев // Почвоведение. — 1979. — № 4. — С. 59–67.

Иванова Н.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы на водосборах в верхних звеньях гидрографической сети [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / В.В. Иванов. — М.: Изд-во МГУ, 1990. — 24 с.

Иванова Н.Н. Агрогенная трансформация почвенного покрова малого водосбора (на примере лесостепной части Окско-Донской равнины) [Текст] / Н.Н. Иванова [и др.] // Почвоведение. — 1998. — № 2. — С. 213–222.

Иванова Н.Н. Земледельческое освоение территории и отмирание рек Европейской части России [Текст] / Н.Н. Иванова, В.Н. Голосов, А.В. Панин // Геоморфология. — № 4. — 1996. — С. 53–60.

Избаш С.В. Гидравлика перекрытия русел рек [Текст] / С.В. Избаш, Х.Ю. Халдре. — М. — Л.: Госэнергоиздат, 1959. — 208 с.

Инженерная геология СССР: в 8 т. Т.1: Русская платформа [Текст]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. — 28 с.

Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР [Текст]. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 62 с.

Использование GPS- и ГИС-технологий для изучения особо охраняемых природных территорий (на примере ландшафтной структуры Воронежского государственного природного биосферного заповедника) [Текст]. — Тула: Гриф и Ко, 2006. — 212 с.

Кабанова К.С. Опыт установления зависимости мутности от водного режима на примере р. Волги [Текст] / К.С. Кабанова // Тр. по гидрологии. — М. — Л., 1938. — С. 203–245.

Калиниченко Н.П. Организация и технология работ по защите почв от водной эрозии [Текст] / Н.П. Калиниченко. — М.: Высшая школа, 1978. — 240 с.

Калюжный И.Л. Формирование потерь талого стока [Текст] / И.Л. Калюжный, К.К. Павлова. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 160 с.

Камалова Е.В. Географические закономерности процессов разрушения берегов на малых и средних реках бассейнов Волги и верхнего Дона [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Е.В. Камалова. — М.: Изд-во МГУ, 1988. — 22 с.

Канатьева Н.П. Геоморфологическая составляющая динамики современных делювиальных процессов в северной части Приволжской возвышенности [Текст] / Н.П. Канатьева [и др.] // Геоморфология. — 2012. — № 3. — С. 44–52.

Канатьева Н.П. Современные изменения климатических факторов эрозии в Северном Приволжье [Текст] / Н.П. Канатьева, С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 17. — М.: Изд-во МГУ, 2010а. — С. 14–27.

Канатьева Н.П. Трансформация агроценозов и земледельческая эрозия и Северное Приволжье [Текст] / Н.П. Канатьева [и др.] // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 5. — М.: МАКС пресс, 2010б. — С. 278–280.

Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана [Текст] / П.А. Каплин. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. — 265 с.

Каплин П.А. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее [Текст] / П.А. Каплин, А.О. Селиванов. — М.: ГЕОС, 1999. — 289 с.

Каплин П.А. Берега [Текст] / П.А. Каплин [и др.]. — М.: Мысль, 1991. — 479 с.

Карасев И.Ф. Русловые процессы при переброске стока [Текст] / И.Ф. Карасев. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 288 с.

Карасев М.С. Речные системы на примере Дальнего Востока [Текст] / М.С. Карасев, Г.И. Худяков. — М.: Наука, 1984. — 144 с.

Караушев А.В. Общие и некоторые частные вопросы теории русловых процессов и склоновой эрозии [Текст] / А.В. Караушев // Тр. ГГИ. — 1972. — Вып. 191. — С. 5–22.

Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов [Текст] / А.В. Караушев. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 271 с.

Картвелишвили Н.А. Потоки в недеформируемых руслах [Текст] / Н.А. Картвелишвили. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 279 с.

Каташ И.Г. Современная овражность и прогноз оврагообразования на юге лесной и севере лесостепной зон (на примере бассейна р. Оки) [Текст]: дис. ... канд. геогр. наук / И.Г. Каташ. — М.: Изд-во МГУ, 1990. — 18 с.

Качинский Н.А. Структура почв [Текст] / Н.А. Качинский. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. — 100 с.

Качинский Н.А. Физика почвы [Текст] / Н.А. Качинский. — М.: Высшая школа, 1965. — Ч. 1. — 323 с.

Каштанов А.Н. Почвоводоохранное земледелие [Текст] / А.Н. Каштанов, М.Н. Заславский. — М.: Россельхозиздат, 1984. — 464 с.

Керн Э.Э. Овраги, их закрепление, облесение и запруживание [Текст] / Э.Э. Керн. — Спб., 1894. — 124 с.

Кириков С.В. Изменения животного мира в природных зонах СССР, XIII–XIX вв.: лесная зона и лесотундра [Текст] / С.В. Кириков. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 157 с.

Киркби М. Дж. Моделирование процессов водной эрозии [Текст] / М. Дж. Киркби // Эрозия почв. — М.: Колос, 1984. — С. 252–295.

Кирюхина З.П. Эродированность пахотных почв России в период ливневого стока [Текст] / З.П. Кирюхина, З.В. Пацукевич // Почвоведение. — 2001. — № 9. — С. 1140–1146.

Клиге Р.К. Прогноз водных ресурсов бассейна Волги в результате глобальных изменений климата [Текст] / Р.К. Клиге // Современные глобальные изменения природной среды. — М.: Научный мир, 2006. — С. 389–403.

Клиге Р.К. Формирование и многолетние изменения водного режима Восточно-Европейской равнины [Текст] / Р.К. Клиге, А.М. Воронов, А.О. Селиванов. — М.: Наука, 1993. — 128 с.

Ковалев С.Н. Овражная эрозия на урбанизированных территориях [Текст] / С.Н. Ковалев // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 13. — М.: Изд-во МГУ, 2001. — С. 55–84.

Ковалев С.Н. Воздействие овражно-балочных систем на планировку городов (на примере Поволжья) [Текст] / С.Н. Ковалев // Эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне верхней и средней Волги. — Ижевск: Изд-во Удмуртского ун-та, 2005. — С. 115–127.

Ковалев С.Н. Овражно-балочные системы в городах [Текст] / С.Н. Ковалев. — М., 2011. — 137 с.

Ковалев С.Н. Вероятность достижения предельной густоты овражной сети [Текст] / С.Н. Ковалев, И.И. Никольская // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 19. — М.: Изд-во МГУ, 2015. — С.104–112.

Ковальчук И.П. Динамика эрозионных процессов в Западной Подолии [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / И.П. Ковальчук. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — 24 с.

Ковальчук И.П. Развитие эрозионных процессов и трансформация речных систем при антропогенном воздействии на их бассейны (на примере Западной Украины) [Текст] / И.П. Ковальчук // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 10. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — С. 43–67.

Ковальчук И.П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз [Текст] / И.П. Ковальчук. — Львів: Місіонер, 1997. — 440 с.

Ковальчук И.П., Штойко П.И. Изменения речных систем Западного Подолья в XVIII–XX веках [Текст] / И.П. Ковальчук, П.И. Штойло // Геоморфология. — 1992. — № 2. — С. 55–72.

Козменко А.С. Краткий очерк о ходе работ по гидрологическому исследованию Тульской губернии 1914 г. [Текст] / А.С. Козменко. — Тула, 1915. — 15 с.

- Козменко А.С.* Борьба с эрозией почв [Текст] / А.С. Козменко. — М.: Сельхозгиз, 1954а. — 232 с.
- Козменко А.С.* Основы противозерозионной мелиорации [Текст] / А.С. Козменко. — М.: Сельхозгиз, 1954б. — 424 с.
- Козменко А.С.* Борьба с эрозией почв на сельскохозяйственных угодьях [Текст] / А.С. Козменко. — М.: Сельхозгиз, 1963. — 208 с.
- Колеман Ж.М.* Современные речные дельты: изменчивость процессов и песчаные тела [Текст] / Ж.М. Колеман, Л.Д. Райт // Дельты — модели для изучения. — М.: Недра, 1979. — С. 32–91.
- Комаров В.Д.* Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР [Текст] / В.Д. Комаров. — М.: Гидрометеиздат, 1959. — 295 с.
- Комлев А.М.* Исследования речного стока: избранные труды [Текст] / А.М. Комлев. — Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2006. — 308 с.
- Колесников Ю.И.* Регулирование водно-эрозионных процессов в агроландшафтах [Текст] / Ю.И. Колесников, В.А. Белолипский // Мелиорация и водное хозяйство. — 1989. — № 12. — С. 25–27.
- Кондратьев Н.Е.* О дискретности русловых процессов // Проблемы русловых процессов [Текст] / Н.Е. Кондратьев. — Л.: Гидрометеиздат, 1953. — С. 16–20.
- Кондратьев Н.Е.* Русловой процесс [Текст] / Н.Е. Кондратьев [и др.]. — Л.: Гидрометеиздат, 1959. — 370 с.
- Кондратьев Н.Е.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса [Текст] / Н.Е. Кондратьев, И.В. Попов, Б.Ф. Снищенко. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 271 с.
- Копалиани З.Д.* О соотношении расходов донных и взвешенных наносов // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах [Текст] / З.Д. Копалиани. — М.: Наука, 1985. — С. 143–147.
- Копалиани З.Д.* О соотношении расходов донных и взвешенных наносов в реках [Текст] / З.Д. Копалиани // Тез. докл. конф. «Динамика и термика рек». — 1984. — Т. 1. — С. 173–176.
- Копанев И.Д.* Снежный покров на территории СССР [Текст] / И.Д. Копанев. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 184 с.
- Копанев И.Д.* Климатические аспекты изучения снежного покрова [Текст] / И.Д. Копанев. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 239 с.
- Кораблева О.В.* Динамика пойменно-русловых комплексов рек Нижегородского Заволжья (на примере реки Керженец) [Текст] / О.В. Кораблева, А.В. Чернов // Тр. природ. биосфер. заповед. «Керженский». — Н. Новгород, 2012. — Т. 5. — 195 с.
- Корнев Я.В.* Эрозия как фактор урожайности [Текст] / Я.В. Корнев // Эрозия почв. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1937. — С. 187–246.
- Коронкевич Н.И.* Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения [Текст] / Н.И. Коронкевич. — М.: Наука, 1990. — 203 с.
- Коронкевич Н.И.* Концентрационные вопросы решения проблемы малых рек [Текст] / Н.И. Коронкевич, Г.М. Черногаева, С.В. Ясинский // Малые реки России. — М.: ИГ РАН–МЦ РГО, 1994а. — С. 11–19.
- Коронкевич Н.И.* Пространственно-временное распределение водных ресурсов [Текст] / Н.И. Коронкевич [и др.] // Степи Русской равнины: состояние, рационализация аграрного освоения. — М.: Наука, 1994б. — С. 110–124.
- Кортаев В.Н.* Транспорт и дифференциация руслового аллювия в дельтах некоторых северных рек [Текст] / В.Н. Кортаев // Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и на шельфе. — М.: Наука, 1978. — С. 50–62.
- Кортаев В.Н.* Формирование речных дельт севера Сибири [Текст] / В.Н. Кортаев // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 8. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. — С. 157–173.
- Кортаев В.Н.* Русловые деформации в дельтовых рукавах // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах [Текст] / В.Н. Кортаев. — М.: Наука, 1985. — С. 195–200.
- Кортаев В.Н.* Геоморфология речных дельт арктического побережья Сибири [Текст] / В.Н. Кортаев // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1986. — № 1. — С. 42–49.

Коротаев В.Н. Формирование устьев рек в условиях колеблющегося уровня (на примере внутриконтинентальных водоемов) [Текст] / В.Н. Коротаев // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1989. — № 4. — С. 23–29.

Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт [Текст] / В.Н. Коротаев. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. — 224 с.

Коротаев В.Н. Направленность и интенсивность русловых деформаций в дельте Волги [Текст] / В.Н. Коротаев // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1995. — № 5. — С. 58–64.

Коротаев В.Н. Воднотранспортное использование устьев рек [Текст] / В.Н. Коротаев // Тр. Акад. проблем водохоз. Вып. 7. Руслведение и гидроэкология. — М., 2001. — С. 98–115.

Коротаев В.Н. Особенности геоморфологического режима низовий рек в работах Н.И. Макавеева и концепция формирования речных дельт [Текст] / В.Н. Коротаев // Макавеевские чтения — 2003. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2004. — С. 71–83.

Коротаев В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем [Текст] / В.Н. Коротаев. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2012. — 540 с.

Коротаев В.Н. Сравнительный анализ позднеголоценовых и современных речных дельт Северной Евразии [Текст] / В.Н. Коротаев // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2012. — № 5. — С. 52–59.

Коротаев В.Н. Формирование дельты р. Яны и прогноз развития ее устьевых баров [Текст] / В.Н. Коротаев [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 6. — М.: Изд-во МГУ, 1978. — С. 123–159.

Коротаев В.Н. Гидролого-морфологические процессы в дельте р. Лены [Текст] / В.Н. Коротаев [и др.] // Земельные и водные ресурсы. Противоэрозионная защита и регулирование русел. — М.: Изд-во МГУ, 1990. — С. 120–144.

Коротаев В.Н. Процессы дельтообразования в устьевой области Енисея и влияние на них хозяйственных мероприятий [Текст] / В.Н. Коротаев, В.М. Михайлов, А.Ю. Сидорчук // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1987. — № 5. — С. 72–77.

Коротаев В.Н. Динамика потока и дна устьевого взморья: натурные исследования и модели [Текст] / В.Н. Коротаев, О.И. Самсонов // Тезисы докл. V Всесоюз. гидрол. съезда (подсекция устьев рек). — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — С. 23–24.

Коротаев В.Н. Процессы седиментации в устьевых областях рек [Текст] / В.Н. Коротаев, А.А. Чистяков // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2002. — № 5. — С. 3–7.

Коротина Н.М. Скорости роста оврагов в Ульяновском Поволжье [Текст] / Н.М. Коротина // Геоморфология. — 1981. — № 4. — С. 78–83.

Корчوخа Ю.М. Исследование грядового движения наносов на р. Полонети [Текст] / Ю.М. Корчуха // Тр. ГГИ. — 1968. — Вып. 161. — С. 98–119.

Корытный Л.М. Бассейновая концепция природопользования [Текст] / Л.М. Корытный. — Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2001. — 163 с.

Косицкий А.Г. Особенности формирования речного стока в различных природных условиях [Текст] / А.Г. Косицкий // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1999. — № 1. — С. 56–60.

Косицкий А.Г. Масштабные эффекты изменения стока в различных природных условиях [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / А.Г. Косицкий. — М.: Изд-во МГУ, 2003. — 25 с.

Косов Б.Ф. Географический фактор развития овражной эрозии [Текст] / Б.Ф. Косов // Науч. докл. высшей школы. Геол. — географ. науки. — 1958. — № 2. — С. 18–24.

Косов Б.Ф. Географические исследования овражной эрозии в различных природных зонах СССР [Текст] / Б.Ф. Косов // Методы географических исследований. — М.: Географгиз, 1960. — С. 61–71.

Косов Б.Ф. Заметки об овражной эрозии в тундре, лесной зоне, лесостепи и в пустыне [Текст] / Б.Ф. Косов // Вопросы эрозии и стока. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. — С. 189–208.

Косов Б.Ф. Рост оврагов на территории СССР [Текст] / Б.Ф. Косов // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 61–68.

Косов Б.Ф. Антропогенные и естественные овраги [Текст] / Б.Ф. Косов // Эрозионные процессы (географическая наука практике). — М., 1984. — С. 117–123.

Косов Б.Ф. Особенности овражной эрозии в тундре [Текст] / Б.Ф. Косов, Г.С. Константинова // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 157–161.

Косов Б.Ф. Овражная эрозия в области вечной мерзлоты [Текст] / Б.Ф. Косов, Г.С. Константинова // Эрозия почв и русловые процессы. № 4. — М.: Изд-во МГУ, 1974. — С. 15–25.

Косов Б.Ф. Оценка деформаций овражных склонов гравитационными процессами для прогнозирования роста оврагов [Текст] / Б.Ф. Косов, Б.П. Любимов // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: Изд-во Моск. ун-та. — 1979. — Вып. 7. — С. 99–100.

Косов Б.Ф. Экспериментальные исследования процесса развития оврага [Текст] / Б.Ф. Косов, И.И. Никольская // Геоморфология. — 1974. — № 3. — С. 39–45.

Косов Б.Ф. История развития антропогенной овражной эрозии в центральной лесостепи европейской части СССР в связи с ее хозяйственным освоением [Текст] / Б.Ф. Косов, Е.Ф. Зорина, С.Д. Прохорова // Геоморфология. — 1982. — № 3. — С. 44–50.

Косов Б.Ф. Методика комплексной региональной оценки потенциальной эрозионной опасности по твердому стоку [Текст] / Б.Ф. Косов [и др.] // Эрозия почв и почвозащитное земледелие. Науч. тр. ВАСХНИЛ. — М., 1975. — С. 83–66.

Косоножкин В.И. Моделирование процессов эрозии почв при стоке талых вод [Текст]: автореф. дис. ... канд. с.-х. наук / В.И. Косоножкин. — М., 1992. — 25 с.

Косоуров Ю.Ф. Наблюдения за поверхностным стоком воды и мелкозема с пашни в Западной Башкирии [Текст] / Ю.Ф. Косоуров // Повышение плодородия эродированных почв. — Уфа: Изд-во БашГУ, 1982. — С. 11–19.

Костычев П.А. Почвы черноземной области России, их происхождение, состав и свойства [Текст] / П.А. Костычев. — СПб., 1886; — М.: Сельхозгиз, 1949. — 240 с.

Костяков А.Н. Перспективы мелиорации в СССР. Европейская часть [Текст] / А.Н. Костяков. — М., 1925. — 375 с.

Костяков А.Н. Основы мелиорации [Текст] / А.Н. Костяков. — М.: Сельхозгиз, 1960. — 662 с.

Кравченко Р.А. Аккумулятивная стадия развития овражных систем в суходолах и противорозионная защита земель [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Р.А. Кравченко. — М., 1998. — 18 с.

Кравцова В.И. Космические методы картографирования [Текст] / В.И. Кравцова. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — 239 с.

Краевая Т.С. Сухие реки районов Ключевской и Авачинской групп вулканов [Текст] / Т.С. Краевая // Вопросы географии Камчатки. Вып. 2. Петропавловск-Камчатский, 1964. — С. 56–62.

Краснов С.Ф. Эрозионно-аккумулятивные процессы при орошении [Текст] / С.Ф. Краснов, Л.Ф. Литвин // Прогнозирование и предупреждение эрозии почв при орошении. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — С. 44–76.

Кременецкий К.В. История растительности и климата Бузулукского бора в позднеледниковье и голоцене и ее палеогеографическое значение [Текст] / К.В. Кременецкий [и др.] // Изв. РАН. Сер. География. — 1998. — № 6. — С. 62–74.

Кренке А.Н. Изменчивость климата в Европе в историческом прошлом [Текст] / А.Н. Кренке. — М.: Наука, 1995. — 224 с.

Крохалев Ф.С. О системах земледелия [Текст] / Ф.С. Крохалев. — М.: Сельхозгиз, 1960. — 432 с.

Круашивили И.Г. Влияние фильтрации на распределение скоростей по вертикали транзитного потока [Текст] / И.Г. Круашивили // Тез. республ. науч. конф., посвященной 200-летию Георгиевского трактата. — Тбилиси: Закавказ. отд. ВАСХНИЛ, 1983. — С. 97–98.

Крюков А.С. Овражная эрозия на территории города [Текст] / А.С. Крюков // Изв. Всесоюз. геогр. общ-ва. — 1962. — Т. 94. — Вып. 4. — С. 333–337.

Крючков В.Г. Преобразования в аграрном секторе [Текст] / В.Г. Крючков // География, общество и окружающая среды. Т. 5. — М.: Городец, 2004. — С. 246–232.

Кузнецов М.С. Понятие «противоэрозионная стойкость почв» и классификация почв по противоэрозионной стойкости [Текст] / М.С. Кузнецов // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 8. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — С. 54–66.

Кузнецов М.С. Противоэрозионная стойкость почвы [Текст] / М.С. Кузнецов. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — 136 с.

Кузнецов М.С. Эрозия почв [Текст] / М.С. Кузнецов, Г.П. Глазунов. — М.: Изд-во МГУ, 1985. — 118 с.

Кузнецов М.С. О гидравлике потоков на склонах в связи со смывом почвы [Текст] / М.С. Кузнецов, В.Я. Григорьев // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 5. — М.: Изд-во МГУ, 1976. — С. 175–186.

Кузнецов М.С. Ирригационная эрозия почв и ее предупреждение при поливах дождеванием [Текст] / М.С. Кузнецов, В.Я. Григорьев, К.Ю. Хан. — М.: Наука, 1990. — 120 с.

Кулемина Н.М. Результаты натурных исследований движения песчаных гряд [Текст] / Н.М. Кулемина // Тр. ГГИ. — 1969. — Вып. 169. — С. 96–100.

Курбанова С.Г. Антропогенные изменения режима стока и эрозионно-аккумулятивных процессов в Среднем Поволжье [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / С.Г. Курбанова. — Казань: КазГУ, 1996. — 24 с.

Курбанова С.Г. Антропогенно обусловленное усиление аккумуляции аллювия малых рек востока Русской равнины [Текст] / С.Г. Курбанова, Л.В. Петренко // Экзогенные процессы и окружающая среда. — М.: Наука, 1990. — С. 177–181.

Кюнтцель В.В. Закономерности оползневых процессов на Европейской территории СССР и его региональный прогноз [Текст] / В.В. Кюнтцель. — М.: Недра, 1980. — 312 с.

Лазуков Г.И. Характеристика четвертичных отложений района [Текст] / Г.И. Лазуков // Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону. 1879–1979. Некоторые итоги полевых исследований. — Л.: Наука, 1982. — С. 13–36.

Ларионов Г.А. Изучение механизма поверхностного смыва при выпадении дождевых осадков [Текст] / Г.А. Ларионов // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — С. 121–123.

Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки [Текст] / Г.А. Ларионов. — М.: Изд-во МГУ, 1993. — 200 с.

Ларионов Г.А. Разрушение почвенных агрегатов в склоновых потоках [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Почвоведение. — 2007. — № 10. — С. 1263–1269.

Ларионов Г.А. Влияние температуры воды и влажности почвы на эродруемость образцов чернозема (модельный опыт) [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Почвоведение. — 2014. — № 7. — С. 890–896.

Ларионов Г.А. Определение эрозионных параметров почвы в рамках гидрофизической модели эрозии [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Почвоведение. — 2010. — № 4. — С. 488–495.

Ларионов Г.А. Влияние наносов на эродирующую способность мелководных потоков [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Почвоведение. — 2005. — № 4. — С. 494–498.

Ларионов Г.А. Эродруемость модельной почвы различной плотности [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Почвоведение. — 2011. — № 8. — С. 995–999.

Ларионов Г.А. О механизме нарушения связей между почвенными частицами в процессе водной эрозии [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Маккавеевские чтения — 2013. — М.: Изд-во МГУ, 2014. — С. 88–95.

Ларионов Г.А. Разрушение почвенных агрегатов в склоновых потоках [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Почвоведение. — 2007. — № 10. — С. 1263–1269.

Ларионов Г.А. Влияние твердости донных наносов ложа потоков на его эрозионную способность [Текст] / Г.А. Ларионов, З.П. Добровольская, Л.Ф. Литвин // Почвоведение. — 2005. — № 4.2 — С. 494–498.

Ларионов Г.А. Гидрофизическая модель эрозии и возможности ее реализации [Текст] / Г.А. Ларионов, С.Ф. Краснов // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — С. 5–15

Ларионов Г.А. Гидрофизическая концепция эрозии почв [Текст] / Г.А. Ларионов, С.Ф. Краснов // Почвоведение. — 1997. — № 5. — С. 616–624.

Ларионов Г.А. Вероятностная модель размыва почв и связанных грунтов [Текст] / Г.А. Ларионов, С.Ф. Краснов // Почвоведение. — 2000. — № 2. — С. 235–242

Ларионов Г.А. Уравнение транспорта наносов для склоновых потоков [Текст] / Г.А. Ларионов [и др.] // Почвоведение. — 2006. — № 8. — С. 965–976.

Ларионов Г.А. Аккумулятивные (наносные) почвы как индикатор водной эрозии [Текст] / Г.А. Ларионов, Л.Ф. Литвин, А.А. Ажигиров // География и природные ресурсы. — 1990. — № 3. — С. 142–146.

Левашов А.А. Определение скорости деформации некоторых характерных морфологических образований в русле реки Надым [Текст] / А.А. Левашов // Метеорология и гидрология. — 1973. — № 3. — С. 92–95.

Левашов А.А. Донные наносы и гряды р. Надым [Текст] / А.А. Левашов // Метеорология и гидрология. — 1976. — № 3. — С. 85–88.

Лебявский Н.С. О речных течениях и формировании речного русла [Текст] / Н.С. Лебявский // Тр. 2-го съезда инженеров-гидротехников в 1893 г. — СПб., 1893; Вопросы гидротехники свободных рек. — М.: Речиздат, 1948. — С. 98–131.

Лепихин И.И. Продолжение дневных записок путешествия доктора наук адъютанта Ивана Лепихина по разным провинциям Российского государства [Текст] / И.И. Лепихин. — СПб., 1780. — 412 с.

Лесневский В.С. Исследование гряд на Оби [Текст] / В.С. Лесневский, О.В. Лесневская // Тр. ЗапСибНИИ Госкомгидромета. — 1988. — Вып. 87. — С. 142–152.

Лидов В.П. Процессы водной эрозии в зоне дерново-подзолистых почв [Текст] / В.П. Лидов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. — 168 с.

Лидов В.П. Морфология ручейков талой воды на склонах и определение концентрации переносимых ими наносов [Текст] / В.П. Лидов, Е.Ф. Зорина, В.К. Орлова // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. — Вып. 4. — С. 43–50.

Лидов В.П. Районирование Среднерусской возвышенности по современным рельефообразующим процессам [Текст] / В.П. Лидов, Е.М. Николаевская // Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 364–373.

Лидов В.П. Опыт изучения закономерностей процессов оврагообразования количественными методами [Текст] / В.П. Лидов, Е.М. Николаевская // Вопросы эрозии и стока. — М.: Изд-во МГУ, 1963. — С. 163–180.

Лидов В.П. Результаты исследования процессов эрозии количественным методом посредством анализа серии специальных карт (на примере Приволжской возвышенности) [Текст] / В.П. Лидов, Л.Е. Сетунская // Тр. ин-та леса АН СССР. Т. 64. — М., 1959. — С. 47–69.

Лидов В.П. Эрозия легких каштановых почв в Волгоградской области (возвышенность Ергени) [Текст] / В.П. Лидов, В.П. Орлова // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 69–88.

Лидов В.П. Значение размывов в формировании почв [Текст] / В.П. Лидов, В.П. Орлова, Л.В. Углова // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 35–64.

Лидов В.П. Морфология ручейков талой воды на склонах и определение концентрации переносимых ими наносов [Текст] / В.П. Лидов, Е.Ф. Зорина, В.П. Орлова // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 4. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. — С. 43–50.

Лисецкий Ф.Н. Современные проблемы эрозиоведения [Текст] / Ф.Н. Лисецкий, А.А. Светличный, С.Г. Черный. — Белгород: Константа, 2012. — 456 с.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах [Текст] / А.П. Лисицын // Литология и полезные ископаемые. — 1983. — № 6. — С. 3–27.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов [Текст] / А.П. Лисицын // Океанология. — 1994. — Т. 34. — № 5. — С. 735–747.

Лисицина К.Н. Сток наносов рек Европейской территории СССР [Текст] / К.Н. Лисицына, В.И. Александрова // Труды ГГИ. — 1972. — Вып. 191. — С. 23–51.

Лисичек Е.Н. Передвижение рыхлого материала на склонах сая Май-Колот [Текст] / Е.Н. Лисичек // Тр. ин-та географии АН СССР. Работы Тянь-Шаньской физико-географической станции. Т. 67. Вып. 5. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 54–62.

Литвин Л.Ф. Эрозионно-аккумулятивные процессы в микроруслах на склонах [Текст] / Л.Ф. Литвин // Геоморфология. — 1981. — № 2. — С. 75–79.

Литвин Л.Ф. Морфологическая классификация склонов [Текст] / Л.Ф. Литвин // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 9. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. — С. 69–74.

Литвин Л.Ф. Эрозия почв как фактор современного рельефообразования [Текст] / Л.Ф. Литвин // Современное экзогенное рельефообразование, его изучение и прогноз. — М.: МФ ГО СССР, 1984. — С. 90–98.

Литвин Л.Ф. Геоморфологические основания классификации эрозии почв [Текст] / Л.Ф. Литвин // Геоморфология. — 1998. — № 2. — С. 13–22.

Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России [Текст] / Л.Ф. Литвин. — М.: Академкнига, 2002. — 255 с.

Литвин Л.Ф. Экологические аспекты эрозии почв и загрязнение поверхности вод биогенными элементами [Текст] / Л.Ф. Литвин, З.П. Кирюхина // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 10. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. — С. 5–16.

Литвин Л.Ф. Перераспределение цезия —137 процессами водной эрозии почв [Текст] / Л.Ф. Литвин [и др.] // Водные ресурсы. — 1996. — № 3. — С. 314–319.

Литвин Л.Ф. Стационарные исследования эрозия почв при снеготаянии в центральном Нечерноземье [Текст] / Л.Ф. Литвин [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 11. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. — С. 57–76.

Литвин Л.Ф. Территориальное распределение основных элементов флювиальной денудации на южном мегасклоне Русской равнины [Текст] / Л.Ф. Литвин [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 16. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2008. — С. 17–29.

Литвин Л.Ф. Трансформация использования пахотных земель и прогноз ее влияния на эрозию почв [Текст] / Л.Ф. Литвин, З.П. Кирюхина, Н.Г. Добровольская // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 17. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2010. — С.28–37.

Литвин Л.Ф. Современная динамика земледельческой эрозии в России [Текст] / Л.Ф. Литвин, З.П. Кирюхина, Н.Г. Добровольская // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 18. — М.: Геогр. ф-т МГУ, 2012. — С. 6–23.

Литвин Л.Ф. Картографо-статистический метод оценки крутизны склонов [Текст] / Л.Ф. Литвин, Н.Н. Миргородская // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. — С. 53–54.

Литвин Л.Ф. О рельефообразующей деятельности временных и постоянных водотоков в горах [Текст] / Л.Ф. Литвин, Р.С. Чалов // Геоморфология. — 1975. — № 1. — С. 81–86.

Лодина Р.В. Особенности морфологии русла в условиях перехода от галечного аллювия к песчаному [Текст] / Р.В. Лодина // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. — С. 350–351.

Лодина Р.В. Изменения морфологии русла и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере р. Терека) [Текст] / Р.В. Лодина [и др.] // Геоморфология. — 1987. — № 1. — С. 86–94.

Лопатин Г.В. Наносы рек СССР [Текст] / Г.В. Лопатин. — М.: Географгиз, 1952. — 166 с.

Лосев К.С. Вода [Текст] / К.С. Лосев. — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 271 с.

Лосиевский А.И. Лабораторное исследование процессов образования перекатов [Текст] / А.И. Лосиевский // Тр. МО ЦНИИРФ. Вып. 3. — 1934. — 156 с.

Лохтин В.М. О механизме речного русла [Текст] / В.М. Лохтин. СПб. 1897; Вопросы гидротехники свободных рек. — М.: Речиздат, 1948. — С. 23–59.

Лурье И.К. Моделирование изменений форм рельефа местности за счет эрозии почвенного покрова [Текст] / И.К. Лурье, М.В. Лурье // Геоинформатика. — 2010. — № 4. — С. 28–32.

Львович М.И. Современная интенсивность внутриконтинентальной эрозии земного шара [Текст] / М.И. Львович [и др.]. — М.: МГК АН СССР, 1991. — 336 с.

Лысенко В.В. Динамика русловых форм Оби в зонах регулирования стока Новосибирского гидроузла [Текст] / В.В. Лысенко // Тр. ЗапСибНИГМИ. Вып. 60. — 1983. — С. 64–69.

Лю Шугуан Региональные изменения стока взвешенных наносов азиатских рек в устьях [Текст] / Лю Шугуан [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2001. — № 3. — С. 44–51.

Лю Шугуан Сток р. Хуанхэ и динамика дельты [Текст] / Лю Шугуан [и др.] // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 5. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2010. — С. 317–33.

Любимов Б.П. Опыт составления карт размываемости покровных горных пород для целей инженерной оценки эрозионного рельефа [Текст] / Б.П. Любимов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1978. — № 1. — С. 62–70.

Любимов Б.П. Типы оврагов и балок на севере Печорской низменности и Гыданского полуострова [Текст] / Б.П. Любимов // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 162–171.

Любимов Б.П. Особенности проявления и региональные закономерности распространения овражной эрозии на территории Узбекистана [Текст] / Б.П. Любимов, А.Н. Нигматов // Девятое междуз. координац. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Брянск: Изд-во Брянск. гос. пед. ин-та, 1994. — С. 81–83.

Любимов Б.П. Селевые потоки в оврагах равнин [Текст] / Б.П. Любимов, В.Ф. Перов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2001. — № 3. — С. 56–62.

Ляхов М.Е. Климатические экстремумы в центральной части Европейской территории СССР в XIII–XX вв. [Текст] / М.Е. Ляхов. — М.: Изв. АН СССР. Сер. географ., 1984. — С. 68–74.

Ляхов М.Е. Годы с экстремальными климатическими условиями [Текст] / М.Е. Ляхов // Мат-лы метеорологических исследований. № 13. — М.: Междувед. геофиз. Комитет, 1987. — С. 119–177.

Мазарович А.Н. Основные черты истории рельефа высокого Заволжья [Текст] / А.Н. Мазарович // Землеведение. — 1930. — Т. 32. — Вып. 1–2. — С. 55–91.

Маккавеев Н.И. Регрессивные переформирования речных островов [Текст] / Н.И. Маккавеев // Метеорология и гидрология. — 1948. — № 4. — С. 44–50.

Маккавеев Н.И. Русловой режим рек и трассирование прорезей [Текст] / Н.И. Маккавеев. — М.: Речиздат, 1949. — 202 с.

Маккавеев Н.И. Особенности формирования русла в низовьях крупных равнинных рек [Текст] / Н.И. Маккавеев // Проблемы физической географии. Т. XVI. М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1951. — С. 49–88.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне [Текст] / Н.И. Маккавеев. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 346 с.

Маккавеев Н.И. Русловые процессы и путевые работы в нижних бьефах гидроузлов [Текст] / Н.И. Маккавеев // Тр. ЦНИИЭВТ. — 1957. — Вып. 12. — С. 5–86.

Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы [Текст] / Н.И. Маккавеев. — М.: Географ. ф-т МГУ, 1971. — 115 с.

Маккавеев Н.И. Гидравлическая типизация эрозионного процесса [Текст] / Н.И. Маккавеев // Эрозия почв и русловые процессы. — М.: Изд-во Моск. ун-та. — 1973. — Вып. 3. — С. 65–77.

Маккавеев Н.И. Денудационная составляющая баланса вещества в системе океан — суша и ее роль в формировании пенепленов [Текст] / Н.И. Маккавеев // Водные ресурсы. — 1982. — № 3. — С. 147–155.

Маккаев Н.И. Некоторые особенности дна долин больших рек, связанные с периодическими изменениями нормы стока [Текст] / Н.И. Маккаев, Р.С. Чалов // Вопросы географии. Сб. 79. — М.: Мысль, 1970. — С. 156–167.

Маккаев Н.И. Некоторые особенности эрозионно-аккумулятивного процесса [Текст] / Н.И. Маккаев // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 8. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. — С. 5–16.

Маккаев Н.И. Основные модели развития рельефа [Текст] / Н.И. Маккаев // Геоморфология. 1986. № 3. С. 6–15

Маккаев Н.И. Русловые процессы в зонах переменного подпора [Текст] / Н.И. Маккаев, И.В. Белинович, Н.В. Хмелева // Русловые процессы. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — С. 318–337.

Маккаев Н.И. О перемещении крупнообломочного материала в логах [Текст] / Н.И. Маккаев, А.М. Калинин // Метеорология и гидрология. — 1968. — № 8. — С. 61–68.

Маккаев Н.И. Результаты исследования русловых процессов в устьях рек Пура, Таза, Яны и Индигирки [Текст] / Н.И. Маккаев, В.Н. Коротаяев, Р.С. Чалов // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 55. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — С. 54–60.

Маккаев Н.И. Транспортное использование водохранилищ [Текст] / Н.И. Маккаев [и др.]. — М.: Транспорт, 1972. — 224 с.

Маккаев Н.И. Трассирование землечерпательных прорезей на перекатах равнинных рек Европейской части СССР [Текст] / Н.И. Маккаев, В.С. Советов // Труды ЦНИИРФ. Вып. 3. Вопросы пути. — Л., 1940. — 60 с.

Маккаев Н.И. Экспериментальная геоморфология [Текст] / Н.И. Маккаев [и др.]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. — 194 с.

Маккаев Н.И. Русловые процессы [Текст] / Н.И. Маккаев, Р.С. Чалов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. — 263 с.

Малые реки Волжского бассейна [Текст]. — М.: Изд-во МГУ, 1998. — 233 с.

Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы [Текст] / Б. Мандельброт. — М.: Ин-т компьютерных исследований, 2002. — 656 с.

Маркелов М.В. Изменение темпа аккумуляции наносов на поймах малых рек в центре Русской равнины [Текст] / М.В. Маркелов, В.Н. Голосов, В.Р. Беляев // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2012. — № 5. — С. 70–76.

Масальский В. Овраги в Российской черноземной зоне: их распространение, развитие и скорости роста [Текст] / В. Масальский. — СПб., 1897. — 252 с.

Матарзин Ю.М. Формирование рельефа дна Камских водохранилищ [Текст] / Ю.М. Матарзин, И.К. Мацкевич, Н.Б. Сорокина // Гидрология и метеорология. Вып. 3. — Пермь, 1968. — 92 с.

Матвеев Б.В. Влияние геолого-геоморфологических факторов на образование и морфологию речных излучин [Текст] / Б.В. Матвеев // Геоморфология. — 1985. — № 3. — С. 51–57.

Матлахова Е.Ю. Валдайский террасовый комплекс в речных долинах центра Восточно-Европейской равнины [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Е.Ю. Матлахова. — М.: Изд-во МГУ, 2014. — 26 с.

Межевая инструкция канцеляриям и конторам с методами и указами, к одной принадлежащими [Текст]. — М., 1797. — 30 с.

Методические рекомендации по прогнозу водной (дождевой) эрозии [Текст]. — М., 1978. — 61 с.

Методические рекомендации по проектированию комплексов противоэрозионных мероприятий на расчетной основе [Текст] / под ред. Г.И. Сурмача. — Курск: ВНИИЗПЭ, 1985. — 68 с.

Миронова Е.А. Овражность территории СССР [Текст] / Е.А. Миронова // Геоморфология. — 1971. — № 3. — С. 25–35.

Миронова Е.А. О динамике интенсивности овражной эрозии в лесостепи Среднерусской возвышенности [Текст] / Е.А. Миронова // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — М., 1976. — С 340–342.

Миронова Е.А. О динамике роста оврагов на юге Ульяновской области [Текст] / Е.А. Миронова, Л.Е. Сетунская // Землеведение. — 1977. — № 12/52. — С. 70–74.

Мирицхулава Ц.Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости [Текст] / Ц.Е. Мирицхулава. — М.: Колос, 1967. — 179 с.

Мирицхулава Ц.Е. Инженерные методы расчета и прогноз водной эрозии [Текст] / Ц.Е. Мирицхулава. — М.: Колос, 1970. — 239 с.

Мирицхулава Ц.Е. Основы физики и механики эрозии русел [Текст] / Ц.Е. Мирицхулава. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 303 с.

Митчел Дж.К. Расчеты потерь почвы [Текст] / Дж.К. Митчел, Г.Д. Бубензер // Эрозия почв. — М.: Колос, 1984. — С. 34–95.

Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в неприливых устьях рек [Текст] / В.Н. Михайлов // Тр. ГОИН. Вып. 102. — 1971. — 260 с.

Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек [Текст] / В.Н. Михайлов. — М.: ГЕОС, 1997. — 175 с.

Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее [Текст] / В.Н. Михайлов. — М.: ГЕОС, 1997. — 413 с.

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек [Текст] / В.Н. Михайлов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. — 176 с.

Михайлов В.Н. Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек [Текст] / В.Н. Михайлов [и др.]. — М.: Гидрометеиздат, 1977. — 294 с.

Михайлов В.Н. Гидрологический режим и морфодинамика устьевой области р. Янцзы [Текст] / В.Н. Михайлов [и др.] // Водные ресурсы. — 2001. — Т. 28. — № 4. — С. 389–401.

Михайлов В.Н. Гидрология [Текст] / В.Н. Михайлов, А.Д. Добровольский, С.А. Добролюбов. — М.: Высшая школа, 2008. — 463 с.

Михайлов В.Н. Основные принципы регулирования многорукавного устья реки [Текст] / В.Н. Михайлов, В.Н. Коротаев // Тр. АВН. Вып. 1. Водохозяйственные проблемы русловедения. — М., 1995. — С. 137–148.

Михайлов В.Н. Устьевые бары неприливых устьев рек: морфологические типы и способы регулирования [Текст] / В.Н. Михайлов, В.Н. Коротаев // Тр. АВН. Вып. 3. Водные пути и русловые процессы. — М., 1996. — С. 132–150.

Михайлов В.Н. Дельты как индикаторы естественных и антропогенных изменений режимов рек и морей [Текст] / В.Н. Михайлов, М.В. Михайлова // Водные ресурсы. — 2003. — Т. 30. — № 6. — С. 655–666.

Михайлов В.Н. Генетические типы устьевых баров на приглубоком морском побережье и их количественные характеристики [Текст] / В.Н. Михайлов, В.Ф. Полонский // Тр. ГОИН. — 1975. — Вып. 116. — С. 189–209.

Михайлов В.Н. Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек [Текст] / В.Н. Михайлов [и др.]. — М.: Гидрометеиздат, 1977. — 294 с.

Михайлов В.Н. Речные дельты [Текст] / В.Н. Михайлов, М.М. Рогов, А.А. Чистяков. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 280 с.

Михинов А.Е. Неустойчивость донных волн в деформируемом русле [Текст] / А.Е. Михинов // Метеорология и гидрология. — 1983. — № 11. — С. 84–91.

Михинов А.Е. Определение элементов и высотных деформаций больших земляных каналов по морфологическим характеристикам [Текст]: автореф. дис. ... канд. техн. наук / А.Е. Михинов. — М., 1985. — 23 с.

Мишон В.М. Снежные ресурсы и местный сток: закономерности формирования и методы расчета [Текст] / В.М. Мишон. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1988. — 190 с.

Мозжерин В.В. Фазы эрозии и аккумуляции в долине Средней Волги в четвертичном периоде [Текст] / В.В. Мозжерин // Проблемы флювиальной геоморфологии. Мат-лы XXIX пленума геоморф. комисс. РАН. — Ижевск, 2006. — С. 100–104.

Мозжерин В.И. Деятельность человека и эрозионно-русовые системы Среднего Поволжья [Текст] / В.И. Мозжерин, С.Г. Курбанова. — Казань: Арт. Дизайн, 2004. — 128 с.

Молодкин П.Ф. Антропогенный морфогенез степных равнин [Текст] / П.Ф. Молодкин. — Ростов-н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1976. — 86 с.

Мольчак Я.А. Исследование выноса мелкозема с целью восстановления экологического равновесия в аграрных системах [Текст] / Я.А. Мольчак, М.М. Мельничук // Восьмое межвуз. координац. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Воронеж: Изд-во ВГАУ, 1993. — С. 70–72.

Морфоструктурный анализ речной сети СССР [Текст]. — М.: Наука, 1979. — 304 с.

Морякова Л.А. Датировка основных периодов развития овражной эрозии в южной части нечерноземной зоны Европейской территории СССР [Текст] / Л.А. Морякова // География опасных природных явлений. — М.: ВИНТИ. Доп. № 5524-B88. — 1988. — С. 114–121.

Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении [Текст] / А.И. Москвитин // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 12. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 210 с.

Муракаев Р.Р. Моделирование структуры микроручейковой сети на склонах [Текст] / Р.Р. Муракаев // Геоморфология. — 2011. — № 4. — С. 80–88.

Муракаев Р.Р. Структура временных и постоянных водотоков в речных бассейнах центра ЕТР, Западной Сибири и Западного Тянь-Шаня [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Р.Р. Муракаев. — М.: Изд-во МГУ, 2012. — 23 с.

Муромцев Н.А. Почвенный покров и структура посевных площадей центральной части гумидной зоны [Текст] / Н.А. Муромцев [и др.] // Науки о Земле. — 2011. — № 3. — С. 77–80.

Назаров Г.В. Зональные особенности водопроницаемости почв СССР [Текст] / Г.В. Назаров. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1970. — 184 с.

Назаров Г.В. Гидрологическая роль почвы [Текст] / Г.В. Назаров. — Л.: Наука, 1981. — 214 с.

Назаров Н.Н. Овражная эрозия в Прикамье [Текст] / Н.Н. Назаров. — Пермь: Перм. книж. изд-во, 1992. — 103 с.

Нгуен Куанг Ми. Современная эрозия почв и борьба с ней на территории Вьетнама [Текст]: автореф. дис. ... докт. геогр. наук / Нгуен Куанг Ми. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — 42 с.

Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды [Текст] / Р.А. Нежиховский. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 446 с.

Нигматов А.Н. Овражная эрозия и техногенно-нарушенные земли Узбекистана, географические аспекты их мелиорации и рекультивации [Текст]: автореф. дис. ... докт. геогр. наук / А.Н. Нигматов. — М.: Изд-во МГУ, 1993. — 49 с.

Нигматов А.Н. Овражная эрозия и техногенно-нарушенные земли Узбекистана [Текст] / А.Н. Нигматов. — Ташкент: Изд-во Акад. МВД Узбекистана, 1996. — 136 с.

Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы [Текст]. — М.: ГЕОС, 1998. — 212 с.

Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы [Текст]. М.: ГЕОС, 2001. — 202 с.

Никитина Л.Н. О соотношении влекомой и взвешенной составляющих стока руслообразующих наносов на равнинных реках [Текст] / Л.Н. Никитина, Л.А. Турыкина // География и природные ресурсы. — 2003. — № 1. — С. 133–137.

Никольская И.И. Экспериментальные исследования развития оврагов [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / И.И. Никольская. — М.: изд-во МГУ, 1980. — 26 с.

Новиков В.Н. Оценка роли морского волнения в формировании морского края дельты Печоры [Текст] / В.Н. Новиков, Д.Ю. Юдин // Динамика и термика рек, водохранилищ и окраинных морей. Т. 1. — М., 1989. — С. 328–330.

Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги [Текст] / Г.В. Обедиентова. — М.: Наука, 1977. — 239 с.

Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользований [Текст]. — М.: Колос, 1973. — 95 с.

- Овражная эрозия [Текст]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. — 168 с.
- Овражная эрозия востока Русской равнины [Текст]. — Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. — 141 с.
- Оппоков Е.В.* Вопрос об обмелении рек в его современном и прошлом состоянии [Текст] / Е.В. Оппоков. — СПб., 1900. — 46 с.
- Определитель бактерий Берджи: в 2 т. [Текст]. — М.: Мир, 1997. — 800 с.
- Осадчий С.С.* Условия россыпеобразования в Восточном Саяне [Текст] / С.С. Осадчий. — Новосибирск: Наука, 1984. — 69 с.
- Павлов И.Н.* Морфология русел рек равнинной части Алтайского края [Текст] / И.Н. Павлов // Геоморфология. — 1994. — № 3. — С. 78–85.
- Павлова О.С.* Структура микробных сообществ почв Окского заповедника [Текст]: автореф. дис. ... канд. биол. наук / О.С. Павлова. — М.: Изд-во МГУ, 1998. — 22 с.
- Панин А.В.* Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет [Текст] / А.В. Панин // Докл. РАН. — 2008. — Т. 423. — № 2. — С. 251–256.
- Панин А.В.* Верховья долинно-балочных систем Восточно-Европейской равнины в ледниково-межледниковых климатических ритмах [Текст] / А.В. Панин // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 18. — М.: Изд-во МГУ, 2012. — С. 92–114.
- Панин А.В.* Флювиальное рельефообразование на равнинах умеренного пояса Евразии в позднем плейстоцене–голоцене [Текст]: автореф. дис. ... докт. геогр. наук / А.В. Панин. — М., 2015. — 46 с.
- Панин А.В.* Цикл эрозионного расчленения и выполнения эрозионной сети на северо-востоке Ставрополя в конце плейстоцена. Ч. I: Ложбинная сеть [Текст] / А.В. Панин, Е.А. Еременко, И.В. Ковда // Геоморфология. — 2011. — № 1. — С. 77–87.
- Панин А.В.* Цикл эрозионного расчленения и выполнения эрозионной сети на северо-востоке Ставрополя в конце плейстоцена. Ч. II: Современные балки. Эрозионная история региона [Текст] / А.В. Панин, Е.А. Еременко, И.В. Ковда // Геоморфология. — 2011. — № 2. — С. 102–113.
- Панин А.В.* Трансформация речной сети бассейна Верхнего Дона с конца XVIII столетия [Текст] / А.В. Панин, Н.Н. Иванова, В.Н. Голосов // Водные ресурсы. — 1997. — Т. 24. — № 6. — С. 663–671.
- Панин А.В.* Эволюция долины ручья Язвицы (бассейн Средней Протвы) во второй половине голоцене [Текст] / А.В. Панин, И.А. Каревская, М.В. Маркелов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1999. — № 2. — С. 63–72.
- Панин А.В.* Среднеголоценовая фаза оврагообразования в Юго-Западном Подмоскowie [Текст] / А.В. Панин [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2009. — № 6. — С. 62–73.
- Панин А.В.* Геолого-геоморфологическое строение и голоценовая история развития Берестовой балки (Ростовская область) [Текст] / А.В. Панин [и др.] // Геоморфология. — 1998. — № 4. — С. 70–85.
- Панин А.В.* Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена [Текст] / А.В. Панин [и др.] // Бюлл. комис. по изуч. четвертичного периода. — 2011. — № 71. — С. 47–74.
- Панин А.В.* Эрозионная история Покровского Лога в районе стоянки Костенки 14 [Текст] / А.В. Панин, Д.Ю. Некрасов // Палеопочвы, педоседименты и рельеф как архивы природной среды. Путеводитель науч. экскурсий XII междунар. симпоз. и полевого семинара по палеопочвоведению. Курская и Воронежская области, Россия. — М.: ИГРАН, 2013. — С. 79–84.
- Панин А.В.* Макроизлучины («большие меандры»): проблемы происхождения и интерпретации [Текст] / А.В. Панин, А.Ю. Сидорчук // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2006. — № 6. — С. 14–22.
- Панин А.В.* Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм [Текст] / А.В. Панин [и др.] // Геоморфология. — 2001. — № 2. — С. 19–34.

Панин А.В. Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи [Текст] / А.В. Панин, А.Ю. Сидорчук, О.К. Борисова // Горизонты географии (к 100-летию К.К. Маркова). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. — С. 114–127.

Панин А.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона [Текст] / А.В. Панин, А.Ю. Сидорчук, М.В. Власов // Изв. РАН. Сер. географ. — 2013. — № 1. — С. 118–129.

Патат И.А. Стокорегулирующая и противоэрозионная роль полосного размещения культур на склоновых землях [Текст] / И.А. Патат // Почвоведение. — 1984. — № 3. — С. 127–137.

Перов В.Ф. Селевые явления. Терминологический словарь [Текст] / В.Ф. Перов. — М.: Изд-во МГУ, 1996. — 45 с.

Перов В.Ф. Селеведение [Текст] / В.Ф. Перов. — М.: Изд-во МГУ, 2012. — 272 с.

Петелько А.И. Влияние агрофона на сток талых вод [Текст] / А.И. Петелько, О.В. Богачева // 24-е пленарное межвуз. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Барнаул: Изд-во АГУ, 2009. — С. 151–154.

Петров В.Н. Особенности проявления эрозионных процессов в условиях естественной травянистой растительности (на примере Карачаево-Черкессии) [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / В.Н. Петров. — М.: Изд-во МГУ, 1977. — 24 с.

Петров И.Б. Обь-Иртышская пойма (типизация и качественная оценка земель) [Текст] / В.Ф. Петров. — Новосибирск: Наука, 1979. — 136 с.

Плескачев Ю.Н. О севооборотах в Нижнем Поволжье [Текст] / Ю.Н. Плескачев, А.Н. Сухов, В.Ю. Мисюряев // Земледелие. — 2013. — № 2–3. — С. 3–5.

Погорелов А.В. Рельеф бассейна р. Кубани: морфологический анализ [Текст] / А.В. Погорелов, Ж.А. Думит. — М.: ГЕОС, 2009. — 208 с.

Полонский В.Ф. Возможность расчета основных характеристик устьевых баров и их типизация [Текст] / В.Ф. Полонский // Тр. ГОИН. — 1979. — Вып. 143. — С. 132–137.

Полонский В.Ф. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза) [Текст] / В.Ф. Полонский, Ю.В. Лупачев, Н.А. Скриптунов. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. — 383 с.

Поляков Б.В. Гидрология бассейна р. Дона [Текст] / Б.В. Поляков. — Ростов н/Д, 1930. — 328 с.

Поляков Б.В. Гидрологический анализ и расчеты [Текст] / Б.В. Поляков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1946а. — 480 с.

Поляков Б.В. Характеристика интенсивности эрозии по данным о стоке наносов рек Европейской территории СССР [Текст] / Б.В. Поляков // Тр. 1-го совещания по регулированию стока. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1946б. — С. 81–97.

Полянская Л.М. Изменение состава микробной биомассы в почве при окультуривании [Текст] / Л.М. Полянская, С.М. Лукин, Д.Г. Звягинцев // Почвоведение. — 1997. — № 2. — С. 206–212.

Попов И.В. Типы речных пойм и их связь с типами русловых процессов [Текст] / И.В. Попов // Тр. ГГИ. — 1968. — Вып. 155. — С. 39–55.

Попов И.В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство [Текст] / И.В. Попов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1965. — 328 с.

Пособие по определению основных гидрологических характеристик [Текст]. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 448 с.

Постников А.В. Развитие крупномасштабной картографии в России [Текст] / А.В. Постников. — М.: Наука, 1989. — 227 с.

Потапов М.В. Винтообразное движение жидкости в прямом открытом канале прямоугольного сечения [Текст] / М.В. Потапов // Поперечная циркуляция в открытом потоке и ее гидротехническое применение. — М.: Сельхозиздат, 1936. — С. 102–154.

Природно-сельскохозяйственное районирование земельного фонда СССР [Текст]. — М.: ГУГК, 1984. — 12 с.

Преснякова Г.А. Эрозия почв на правом берегу Оки [Текст] / Г.А. Преснякова // Материалы по изучению почвенной эрозии и плодородия смытых почв. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — С. 240–275.

Притулина И.В. Антропогенная дегумификация черноземов на Русской равнине [Текст] / И.В. Притулина // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1989. — № 1. — С. 59–60.

Проектирование судовых ходов на свободных реках [Текст] // Тр. ЦНИИЭВТ. — 1964. — Вып. 36. — 262 с.

Проничева М.В. О новейших изменениях в характере эрозионных образований на Среднерусской возвышенности [Текст] / М.В. Проничева // Изв. АН СССР. Сер. Географ. — 1952. — № 2. — С. 47–51.

Прыткова М.Я. Осадконакопление в малых водохранилищах [Текст] / М.Я. Прыткова. — Л.: Наука, 1984. — 152 с.

Путилин А.Ф. Оврагообразование на юго-востоке Западной Сибири [Текст] / А.Ф. Путилин. — Новосибирск: Наука, 1988. — 81 с.

Путилин А.Ф. Эрозия почв в лесостепной зоне Западной Сибири [Текст] / А.Ф. Путилин. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. — 198 с.

Работа водных потоков [Текст]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. — 196 с.

Районирование территории СССР по основным факторам эрозии [Текст]. — М.: Наука, 1965. — 233 с.

Резников П.Н. Влияние стока наносов на гидролого-морфологические характеристики русел рек [Текст] / П.Н. Резников // Общие и прикладные вопросы эрозионных и русловых процессов. — М.: Изд-во Моск. ун-та. — 2006. — С. 184–191.

Резников П.Н. Сток наносов и условия формирования русел рек бассейна Северной Двины [Текст] / П.Н. Резников, Р.С. Чалов // Геоморфология. — 2005. — № 2. — С. 73–85.
Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность: в 20 т. [Текст]. — Л. — М.: Гидрометеиздат, 1958–1962; 1976; 1979.

Разумова Л.А. Изменен запасов почвенной влаги в зимний период [Текст] / Л.А. Разумова // Метеорология и гидрология. — 1950. — № 1. — С. 35–40.

Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети [Текст] / Н.А. Ржаницын. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 240 с.

Ржаницын Н.А. Ручейковая сеть и склоновые процессы [Текст] / Н.А. Ржаницын // Результаты исследований речных русел и гидротехнические сооружения. — М.: Изд-во УДН, 1983. — С. 106–129.

Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек [Текст] / Н.А. Ржаницын. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 263 с.

Рихтер В.Г. Значение тектонического фактора в образовании и эволюции речных дельт [Текст] / В.Г. Рихтер // Изв. АН СССР. Сер. географ. — 1960. — № 3. — С. 26–33.

Рихтер В.Г. Методы изучения современной тектоники морского дна [Текст] / В.Г. Рихтер. — М.: Недра, 1965. — 244 с.

Рогачев А.Н. Костенки 16 (Углянка) // Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону. 1879–1979. Некоторые итоги полевых исследований [Текст] / А.Н. Рогачев, А.А. Сеницын. — Л.: Наука, 1982. — С. 171–182.

Родина А.Г. К микробиологии рек. Материалы по реке Вента [Текст] / А.Г. Родина // Тр. ин-та биологии АН Латв. ССР. Т. VIII: Рыбное хозяйство внутренних водоемов Латв. ССР. — 1959. — С. 173–180.

Рожков А.Г. Овраги, их мелиорация и сельскохозяйственное использование (на примере Молдавии) [Текст]: автореф. дис. ... докт. с.-х. наук / А.Г. Рожков. — Воронеж: ВСХИ, 1972. — 45 с.

Рожков А.Г. Борьба с оврагами [Текст] / А.Г. Рожков. — М.: Колос, 1981. — 200 с.

Рожков А.Г. Модель динамики роста оврагов в длину и определение их морфометрических характеристик [Текст] / А.Г. Рожков, Д.А. Букреев // Экологические проблемы сохранения и воспроизводства почвенного плодородия. — Курск: ВНИИЗиЗПЭ, 1989. — С. 27–33.

Рожков Н.А. Сельское хозяйство в Московской Руси XVI в. и его влияние на социально-политический строй того времени [Текст] / Н.А. Рожков. — М., 1899. — 53 с.

Розанов Б.Г. Генетическая морфология почв [Текст] / Б.Г. Розанов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. — 294 с.

Розовский И.Л. Движение воды на повороте открытого русла [Текст] / И.Л. Розовский. — Киев: Изд-во АН УССР, 1957. — 188 с.

Романовский М.Г. Руслый процесс и формирование рельефа поймы р. Хопра [Текст] / М.Г. Романовский, Е.В. Раева // Вестник ВГУ. Сер. География и экология. — 2005. — № 1. — С. 89–95.

Ромашин В.В. Типы руслового процесса в связи с определяющими факторами [Текст] / В.В. Ромашин // Тр. ГГИ. — 1968. — Вып. 155. — С. 56–63.

Ромашин В.В. Динамика наносов в устьевой области Даугавы [Текст]: автореф. дисс. ... канд. геогр. наук / В.В. Ромашин. — Л.: ГГИ, 1964. — 25 с.

Российский статистический ежегодник [Текст]. — М.: Госкомстат России, 2001. — 813 с.

Россинский К.И. Некоторые вопросы прикладной теории формирования речных русел [Текст] / К.И. Россинский, И.А. Кузьмин // Проблемы регулирования речного стока. Вып. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1947. — С. 49–61.

Россинский К.И. Балансовый метод расчета деформаций дна потока [Текст] / К.И. Россинский, И.А. Кузьмин // Тр. Гидропроекта. Сб. 2. — 1964. — С. 265–271.

Рош М. Гидрология суши [Текст] / М. Рош. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 183 с.

Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик [Текст]. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 110 с.

Руслый режим рек Северной Евразии [Текст]. — М.: Изд-во МГУ, 1994. — 336 с.

Руслый процессы в дельте Волги [Текст] // Геоэкология Прикаспия. Вып. 1. — М.: Изд-во МГУ, 1997. — 165 с.

Руслый процессы и водные пути на реках Обского бассейна [Текст]. — Новосибирск: РИПЕЛ плюс, 2001. — 300 с.

Рыбакова И.В. Подледные микробные сообщества Рыбинского водохранилища [Текст] / И.В. Рыбакова, А.И. Копылов // Экологическая безопасность и устойчивое развитие Самарской области. Вып. 3. — Тольятти, 1997. — С. 88–94.

Рысин И.И. О современном тренде овражной эрозии в Удмуртии [Текст] / И.И. Рысин // Геоморфология. — 1998. — № 3. — С. 92–101.

Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии [Текст] / И.И. Рысин. — Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 1998. — 274 с.

Рычагов Г.И. Общая геоморфология [Текст] / Г.И. Рычагов. — М.: Наука, 2006. — 416 с.

Саваренский Ф.П. Эрозионные формы рельефа [Текст] / Ф.П. Саваренский // Геодезист. — 1926. — № 7–8. — С. 9–10.

Савин В.Г. Распределение гранулометрического состава донных наносов вдоль песчаных волн на р. Угре [Текст] / В.Г. Савин, И.П. Костюченко // Эрозия и руслый процессы. Вып. 1. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 186–191.

Салманов М.А., Танайи В.Х. Микробиологическая характеристика реки Шехерчай и Шехерчайского водохранилища [Текст] / М.А. Салманов, В.Х. Танайи // Вест. МГОУ. Сер. Естественные науки. — 2012. — № 4. — С. 57–61.

Светличный А.А. Эрозиоведение: теоретические и прикладные аспекты [Текст] / А.А. Светличный, С.Г. Черный, Г.И. Швебс. — Сумы: Университетская книга, 2004. — 410 с.

Свешникова А.А. Структура микробной биомассы ненарушенных и окультуренных почв Владимирской области [Текст]: автореф. дисс. ... канд. биол. Наук / А.А. Свешникова. — М.: Изд-во МГУ, 2001. — 24 с.

Свиточ А.А. Погребенные долины нижней Волги [Текст] / А.А. Свиточ, Е.Н. Бадюкова // Геоморфология. — 2002. — № 2. — С. 23–36.

Седых А.И. Путевые работы на свободных реках [Текст] / А.И. Седых, Ф.М. Чернышов, А.В. Кабанов. — М.: Транспорт, 1978. — 328 с.

Сейнова И.Б. Ледники и сели Приэльбрусья (эволюция оледенения и селевой активности) [Текст] / И.Б. Сейнова, Е.В. Золотарев. — М.: Научный мир, 2001. — 204 с.

Серебряков А.В. Руслвые процессы на судоходных реках с зарегулированным стоком [Текст] / А.В. Серебряков. — М.: Транспорт, 1970. — 125 с.

Сильвестров С.И. Рельеф и земледелие в эрозионных районах [Текст] / С.И. Сильвестров. — М.: Сельхозгиз, 1955. — 288 с.

Сидорчук А.Ю. Структура потока и руслового рельефа [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. — М.: Изд-во МГУ, 1981. — С. 261–262.

Сидорчук А.Ю. Морфология и динамика рельефа русла Нижнего Нигера [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Проблемы морфодинамики. — М., 1983. — С. 21–38.

Сидорчук А.Ю. Динамика структуры рельефа речного русла [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Тр. V Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 10. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — С. 104–111.

Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1984. — № 2. — С. 17–23.

Сидорчук А.Ю. Динамика грядового рельефа русла р. Нигер [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Гидрофизические процессы на реках и водохранилищах. — М.: Наука, 1985. — С. 162–168.

Сидорчук А.Ю. Иерархия русловых форм: структура и динамика [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Проблемы метеодологии геоморфологии. — Новосибирск, 1989. — С. 93–96.

Сидорчук А.Ю. О расчетах смещения донных гряд и расхода влекомых наносов [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Водные ресурсы. — 1990. — № 5. — С. 56–63.

Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла [Текст] / А.Ю. Сидорчук. — СПб.: Гидрометеиздат, 1992. — 126 с.

Сидорчук А.Ю. Эрозионно-аккумулятивные процессы на Русской равнине и проблемы заиления малых рек [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Тр. АВН. Вып. 1. Водохозяйственные проблемы русловедения. — М., 1995. — С. 74–83.

Сидорчук А.Ю. Влияние баланса наносов на состояние малых рек в бассейнах Волги, Дона, Днепра и Днестра [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Причины и механизм пересыхания малых рек. — Казань: Изд-во Казан ун-та, 1996. — С. 28–36.

Сидорчук А.Ю. Расчет интенсивности эрозии почв и связных грунтов [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Почвоведение. — 2001. — № 8. — С. 1001–1008.

Сидорчук А.Ю. Оценка стока влекомых наносов в речном русле с учетом данных об активной и пассивной динамике гряд [Текст] / А.Ю. Сидорчук // Водные ресурсы. — 2015. — Т. 42. — № 1. — С. 31–44/

Сидорчук А.Ю. Палеогидрология нижней Вычетгды в позднеледниковье и голоцене [Текст] / А.Ю. Сидорчук [и др.] // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1999. — № 5. — С. 35–42.

Сидорчук А.Ю. Поздневалдайские палеорусла рек Русской равнины [Текст] / А.Ю. Сидорчук, О.К. Борисова, А.В. Панин // Изв. РАН. Сер. географ. — 2000. — № 6. — С. 73–78.

Сидорчук А.Ю. Морфология и динамика руслового рельефа [Текст] / А.Ю. Сидорчук, А.Е. Михинов // Итоги науки и техники. Сер. Гидрология суши. Т. 5. — М.: ВИНТИ, 1985. — 164 с.

Сидорчук А.Ю. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене [Текст] / А.Ю. Сидорчук, А.В. Панин, О.К. Борисова // Водные ресурсы. — 2008. — Т. 35. — № 4. — С. 406–416.

Сидорчук А.Ю. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслового анализа) [Текст] / А.Ю. Сидорчук [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. — С. 196–230.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ [Текст] / Ю.Г. Симонов. — М.: Изд-во Моск. ун-та 1972. — 261 с.

Симонов Ю.Г. Системный анализ в геоморфологии: основные проблемы и некоторые результаты [Текст] / Ю.Г. Симонов // Системный подход в геоморфологии. — М.: МФ ГО СССР, 1988. — С. 3–19.

Симонов Ю.Г. Структурный анализ типов функционирования и эволюции речных бассейнов [Текст] / Ю.Г. Симонов, Т.Ю. Симонова // Гидрология и геоморфология речных систем. — Иркутск: Изд-во СО АН РФ, 1997. — С. 13–23.

Синицын А.А. Радиоуглеродная хронология верхнего палеолита Восточной Европы [Текст] / А.А. Синицын [и др.] // Радиоуглеродная хронология палеолита Восточной Европы и Северной Азии. Проблемы и перспективы. — СПб.: ИИМК РАН, 1997. — С. 21–66.

Синицын А.А. Археологическая зона Костенки 14 (Маркина гора) (МИС 3 и 2) [Текст] / А.А. Синицын [и др.] // Палеопочвы, педоседименты и рельеф как архивы природной среды. Путеводитель науч. экскурсий XII междунар. симпозиума и полевого семинара по палеопочвоведению. Курская и Воронежская области, Россия. — М.: ИГРАН, 2013. — С. 64–79.

Синицын М.Г., Русанов А.В. Влияние деятельности речного бобра на рельеф долин и русел малых рек Ветлужско-Унженского полейся [Текст] / А.А. Синицын, А.В. Русанов // Геоморфология. — 1990. — № 1. — С. 85–91.

Скоморохов А.И. Флювиальный процесс и динамика балочных систем [Текст] / А.И. Скоморохов // Геоморфология. — 1991. — № 2. — С. 16–24.

Смелянский И.Э. Сколько в степном регионе России залежей? [Текст] / И.Э. Смелянский // Степной бюллетень. — 2012. — № 36. — С. 3–9.

Смирнова В.Г. Гидролого-морфологический анализ разветвленных русел рек Алтайского региона [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / В.Г. Смирнова. — Иркутск: ИГ СО РАН, 2002. — 20 с.

Снищенко Б.Ф. Парные связи параметров гряд и характеристики потока и русла [Текст] / Б.Ф. Снищенко // Тр. ГГИ. — 1983. — Вып. 288. — С. 15–25.

Снищенко Б.Ф. О скорости движения гряд в реках и лабораторных условиях [Текст] / Б.Ф. Снищенко, З.Д. Копалиани // Тр. ГГИ. — 1978. — Вып. 252. — С. 30–37.

Соболев С.С. Опыт почвенно-эрозионного районирования Европейской равнины СССР [Текст] / С.С. Соболев // Проблемы советского почвоведения. — 1940. — № 11. — С. 65–115.

Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними: в 2 т. Т. 1 [Текст] / С.С. Соболев. — М. — Л.: Изд-во АН СССР, 1948. — 308 с.

Современные информационные и биологические технологии в освоении ресурсов шельфовых морей [Текст]. — М.: Наука, 2005. — 359 с.

Соколовский Д.Л. Речной сток [Текст] / Д.Л. Соколовский. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 538 с.

Солнцев В.Н. Системная организация ландшафта (вопросы методологии и теории) [Текст] / В.Н. Солнцев. — М.: Мысль, 1981. — 239 с.

Сорокина Н.П. Динамика содержания гумуса в пахотных черноземах и подходы к ее изучению [Текст] / Н.П. Сорокина, Б.М. Когут // Почвоведение. — 1997. — № 2. — С. 178–184.

Специальная карта западной части Российской империи [Текст]. — СПб.: Военно-топографическое депо, 1840.

Спирidonов А.И. Геоморфологический очерк бассейна р. Москвы к северо-западу от г. Можайска [Текст] / А.И. Спиридонов // Землеведение. — Т. 37. — Вып. 2. — 1935. — С. 145–161.

Спирidonов А.И. К изучению овражной эрозии [Текст] / А.И. Спиридонов // Вопросы географии. Вып. 21. — М.: Географгиз, 1950. — С. 121–128.

Спирidonов А.И. Геоморфология Европейской части СССР [Текст] / А.И. Спиридонов. — М.: Высшая школа, 1978. — 336 с.

Справочник по климату СССР. Часть 4. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров [Текст]. — Л.: Гидрометеиздательство, 1968. — 171 с.

Старостина И.В. Формирование стока наносов и возможность его прогноза во время весеннего половодья [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / И.В. Старостина. — М.: Изд-во МГУ, 1972. — 26 с.

Степанов И.Н. Составление почвенных карт с использованием системного картографического метода — пластики рельефа [Текст] / И.Н. Степанов [и др.] // Метод пластики рельефа в тематическом картографировании. — Пушкино, 1987. — С. 7–22.

Сток наносов его изучение и географическое распределение [Текст]. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 240 с.

Стурман В.И. Некоторые закономерности заиления русел малых рек Удмуртии [Текст] / В.И. Стурман // Проблемы эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Ижевск, 1992. — С. 99–101.

Субботин А.И. Экспериментальные гидрологические исследования в бассейне реки Москвы [Текст] / А.И. Субботин, В.С. Дыгало. — М.: Гидрометеоздат, 1991. — 264 с.

Сурков В.В. Ландшафтообразующая роль русловых и гидрологических процессов в речных долинах [Текст] / В.В. Сурков // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 17. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2010. — С. 150–188.

Сурмач Г.П. Водная эрозия и борьба с ней [Текст] / Г.П. Сурмач. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 256 с.

Сурмач Г.П. Опыт расчета смыва почв для построения комплекса противоэрозионных мероприятий [Текст] / Г.П. Сурмач // Почвоведение. — 1979. — № 4. — С. 92–104.

Сурмач Г.П. Распределение поверхностного стока в лесостепных и степных районах Европейской части РСФСР [Текст] / Г.П. Сурмач // Земледелие. — 1985. — № 1. — С. 22–25.

Сурмач Г.П. Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия противоэрозионные мероприятия [Текст] / Г.П. Сурмач. — Волгоград: ВНИАЛМИ, 1992. — 174 с.

Сурмач Г.П. Распределение поверхностного стока в лесостепных и степных районах Европейской части РСФСР [Текст] / Г.П. Сурмач // Земледелие. — 1985. — № 1. — С. 22–25.

Сухановский Ю.П. Зависимость инфильтрации от эрозионной характеристики дождя [Текст] / Ю.П. Сухановский // Почвоведение. — 2003. — № 10. — С. 1248–1257.

Сушкина Н.Н. Микрофлора и первичное почвообразование [Текст] / Н.Н. Сушкина, И.Г. Цурюпа. — М.: Изд-во МГУ, 1973. — 85 с.

Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенения — межледниковье — оледенение» [Текст] / С.А. Сычева // Геоморфология. — 1997. — № 2. — С. 100–110.

Сычева С.А. Эволюция московско-валдайских палеоврезов междуречий Среднерусской возвышенности [Текст] / С.А. Сычева // Геоморфология. — 2003а. — № 3. — С. 76–91.

Сычева С.А. Эволюция погребенных балочных ландшафтов лесостепи Русской равнины [Текст] / С.А. Сычева // Изв. РАН. Сер. географ. — 2003б. — № 1. — С. 1–11.

Сычева С.А. Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности [Текст] / С.А. Сычева, О.А. Чичагова, Е.К. Дайнеко // Геохронология четвертичного периода. — М., 1992. — С. 34–40.

Сычева С.А. Этапы развития эрозии на Среднерусской возвышенности в голоцене [Текст] / С.А. Сычева [и др.] // Геоморфология. — 1998. — № 4. — С. 12–21.

Тарбеева А.М. Руслоформирующие расходы на водотоках первых порядков лесной зоны Русской равнины [Текст] / А.М. Тарбеева // Общие и прикладные вопросы эрозионных и русловых процессов. — М.: Геогр. ф-т. МГУ, 2006. — С. 232–239.

Тарбеева А.М. Морфология и динамика русел водотоков овражно-балочной сети и малых рек юга лесной зоны Европейской территории России [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / А.М. Тарбеева. — М.: Изд-во МГУ, 2007. — 24 с.

Тарбеева А.М. Влияние ледового режима на русловые процессы морфологию малых постоянных водотоков [Текст] / А.М. Тарбеева // Метеорология и гидрология. № 11. — М.: Изд-во Планета, 2008. — С.76–79.

Тарбеева А.М. Наледи на малых водотоках бассейна р. Протвы (Калужская область) и их влияние на русловые процессы [Текст] / А.М. Тарбеева, И.В. Крыленко, В.В. Сурков // География и природные ресурсы. — 2011. — № 4. — С. 75–78.

Терехова В.А. Изменчивость микобиоты в условиях интенсивной антропогенной нагрузки [Текст] / В.А. Терехова, Т.А. Семенова // Экологическая безопасность и устойчивое развитие Самарской области. Вып. 3. — Тольятти, 1997. — С. 58–62.

Терехова В.А. Микромитеты Куйбышевского водохранилища. IV. Взаимодействие с абиотическими и биотическими факторами [Текст] / В.А. Терехова, Т.А. Семенова, В.К. Шитиков // Микология и фитопатология. — 1998. — Т. 32. — Вып. 1. — С. 44–48.

Ткаченко Г.В. Естественный травяной покров и эрозионные процессы // Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней [Текст] / Г.В. Ткаченко. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 111–148.

Тимофеев Д.А. Терминология флювиальной геоморфологии [Текст] / Д.А. Тимофеев. — М.: Наука, 1981. — 268 с.

Торнес Дж.Б. Геоморфология и время [Текст] / Дж.Б. Торнес, Д. Брундсен. — М.: Недра, 1981. — 227 с.

Урусевская И.С. Почвенные катены Нечерноземной зоны РСФСР [Текст] / И.С. Урусевская // Почвоведение. — 1990. — № 9. — С. 12–27.

Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления [Текст]. — М.: ГЕОС, 2013. — 703 с.

Фальк И.П. Записки путешествия Фалька // Полное собрание ученых путешествий по России Т. 6 [Текст] / И.П. Фальк. — СПб., 1824. — 561 с.

Федер Е. Фракталы [Текст] / Е. Федер. — М.: Мир, 1991. — 254 с.

Федорова И.В. Современное гидрологическое состояние дельты р. Лены [Текст] / И.В. Федорова [и др.] // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. — С. 278–291.

Филин В.И. Некоторые закономерности в строении русла оврага и их использование [Текст] / В.И. Филин // Тр. Брянск. лесохоз. ин-та. Т. 8. — 1957. — С. 141–153.

Философов В.П. О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях [Текст] / В.П. Философов // Вопросы морфометрии. Вып. 2. — Саратов: Изд-во СГУ, 1967. — С. 4–6.

Флейшман С.М. Селевые потоки [Текст] / С.М. Флейшман. — М.: Географгиз, 1951. — 96 с.

Флесс А.Д. Вынос основных почвенных компонентов с распахиваемых склонов Валдайской возвышенности [Текст]: автореф. дис. ... канд. биол. наук / А.Д. Флесс. — М.: МГУ, 1985. — 22 с.

Францесон В.А. Определение водопроницаемости почв как метод изучения структуры пахотного слоя [Текст] / В.А. Францесон, М.И. Блинов // Докл. ВАСХНИЛ. — 1951. — № 8. — С. 74–83.

Фридланд В.М. Структура почвенного покрова [Текст] / В.М. Фридланд. — М.: Изд-во АН СССР, 1972. — 423 с.

Хакимов С.К. Русловые процессы на горных реках Западного Тянь-Шаня [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / С.К. Хакимов. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 29 с.

Хмелев В.А., Танасенко А.А. Черноземы Кузнецкой котловины [Текст] / В.А. Хмелев, А.А. Танасенко. — Новосибирск: Наука, 1983. — 255 с.

Хмелева Н.В. Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах [Текст] / Н.В. Хмелева [и др.]. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. — 186 с.

Хмелева Н.В. Об экологических последствиях воздействия разработок аллювиальных россыпей на русловые процессы в реках [Текст] / Н.В. Хмелева, О.В. Виноградова, С.В. Сысоева // Геоморфология. — 1995. — № 3. — С. 40–46.

Холмовой Г.В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна верхнего Дона [Текст] / Г.В. Холмовой. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1993. — 99 с.

Холмовой Г.В. Эрозия и аллювиальный процесс в новейшей геологической истории на примере бассейна Дона [Текст] / Г.В. Холмовой, Ю.А. Лаврушин, В.Г. Шпуль // Вест. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. — 2007. — № 2. — С. 37–49.

Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов [Текст] / Р.Е. Хортон. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1948. — 158 с.

Христофоров А.В. Надежность расчетов речного стока [Текст] / А.В. Христофоров. — М.: Изд-во МГУ, 1993. — 166 с.

Хруцкий С.В. Проблемы формирования балок в связи с изменениями климата плейстоцена [Текст] / С.В. Хруцкий // Геоморфология. — 1985. — № 1. — С. 17–22

Хруцкий С.В. Формирование рельефа под влиянием изменения климата в перигляциальных условиях [Текст] / С.В. Хруцкий, Э.В. Косцова // Геоморфология. — 1981. — № 3. — С. 92–96.

Хруцкий С.В. Процессы релефообразования в перигляциалах плейстоцена и современные формы эрозионного рельефа [Текст] / С.В. Хруцкий, О.П. Семенов, Э.В. Косцова // Геоморфология. — 1998. — № 3. — С. 104–108.

Цветков М.А. Изменение лесистости европейской России с конца XVII столетия до 1914 года [Текст] / М.А. Цветков. — М.: Изд-во АН СССР, 1957. — 213 с.

Цыкин Е.Н. Исследование фильтрационных свойств почв при помощи дождевальной установки [Текст] / Е.Н. Цыкин // Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 111–148.

Чалов Р.С. Генетическая характеристика пойменных образований на горных реках [Текст] / Р.С. Чалов // Изв. ВГО. — 1969. — Т. 101. — Вып. 3. — С. 257–260.

Чалов Р.С. Рельеф пойм [Текст] / Р.С. Чалов // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 1. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 192–204.

Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов [Текст] / Р.С. Чалов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. — 232 с.

Чалов Р.С. Русловые процессы на малых равнинных реках как особый тип русловых процессов [Текст] / Р.С. Чалов // Процессы и экологическая обстановка в бассейнах малых рек. — Ижевск: Изд-во УдГУ, 2000. — С. 11–16.

Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования русел [Текст] / Р.С. Чалов. — М.: ЛКИ, 2008. — 608 с.

Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т.2. Морфодинамика речных русел [Текст] / Р.С. Чалов. — М.: Красанд, 2011. — 960 с.

Чалов Р.С. Сток наносов, транспортирующая способность потоков и их роль в формировании речных русел [Текст] / Р.С. Чалов // География и природные ресурсы. — 2011. — № 3. — С. 20–27.

Чалов Р.С. Геоморфологическая классификация речных пойм [Текст] / Р.С. Чалов, А.В. Чернов // Геоморфология. — 1985. — № 3. — С. 3–11.

Чалов Р.С. Морфология и динамика русел малых рек России и их антропогенные изменения [Текст] / Р.С. Чалов, А.В. Чернов // Малые реки России. — М.: МЦ РГО, 1994. — С. 66–80.

Чалов Р.С. Морфодинамика русел равнинных рек [Текст] / Р.С. Чалов [и др.]. — М.: ГЕОС, 1998. — 288 с.

Чалов Р.С. Морфология и динамика русел крупнейших рек Китая (Янцзы, Хуанхэ) [Текст] / Р.С. Чалов, Лю Шугуан // Тринадцатое пленарное межвуз. координац. совещ. по проблеме эрозионных, русловых и усьевых процессов. — Псков, 1998. — С. 32–35.

Чалов Р.С. Естественные и антропогенные проявления русловых процессов в различных звеньях речной сети [Текст] / Р.С. Чалов, А.С. Завадский, О.М. Пахомова // Проблемы гидрологии и гидроэкологии. Вып. 1. — М.: Географ. ф-т МГУ, 1999. — С. 203–216.

Чалов Р.С. Речные излуины [Текст] / Р.С. Чалов, А.С. Завадский, А.В. Панин. — М.: Изд-во МГУ, 2004. — 371 с.

Чалов Р.С. Сток наносов и русловые процессы на больших реках России и Китая [Текст] / Р.С. Чалов, Лю Шугуан, Н.И. Алексеевский. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. — 216 с.

Чалов Р.С. Сток наносов, доля стока влекомых наносов в нем и отражение в формах проявления русловых процессов на реках бассейна Волги [Текст] / Р.С. Чалов, Н.Н. Штанкова // Тр. АВН. — Вып. 9. — 2003. — С. 195–205.

Чалов Р.С. Структурные уровни формирования и типизация разветвленных русел рек [Текст] / Р.С. Чалов, С.Р. Чалов, Н.И. Алексеевский // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 2011. — № 4. — С. 8–15.

Чалов Р.С. Русловые процессы на р. Оби в районе г. Колпашево: размыв города, компьютерное моделирование потока и обоснование оптимального варианта защитных мероприятий [Текст] / Р.С. Чалов [и др.] // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 18. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2012. — С. 205–243.

Чалов Р.С. Влияние переформирования русел на развитие узлов слияния рек [Текст] / Р.С. Чалов, С.Н. Рулева // География и природные ресурсы. — 2014. — № 1. — С. 161–168.

Чалов Р.С. Морфология, дефломация, временные изменения русла р. Лены и их влияние на хозяйственную инфраструктуру в районе г. Якутска [Текст] / Р.С. Чалов [и др.] // Геоморфология. — 2016. — № 3. — С. 22–35.

Чалов С.Р. Гидрологические функции русловых разветвлений [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / С.Р. Чалов. — М.: Изд-во МГУ, 2007. — 24 с.

Чалова А.С. Особенности факторов русловых процессов и морфологии русел малых рек Качатки [Текст] / А.С. Чалова // Эрозия почв, овражная эрозия, русловые процессы: теоретические и прикладные вопросы. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2011. — С. 254–260.

Чеботарев А.И. Гидрологический словарь [Текст] / А.И. Чеботарев. — Л.: Гидрометеоздат, 1964. — 222 с.

Чеботарева Н.С. Структура и динамика последнего Европейского ледникового покрова [Текст] / Н.С. Чеботарева, М.А. Фаустова // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. — М.: Наука, 1982. — С. 36–47.

Чемерис М.П. Оценка масштабов антропогенных преобразований водосборов и русел малых рек Украинского Полесья [Текст] / М.П. Чемерис // Проблемы эрозионных и русловых процессов. — Ижевск, 1992. — С. 99–101.

Черемисинов Г.А. Эродированные почвы и их продуктивное использование [Текст] / Г.А. Черемисинов. — М.: Колос, 1968. — 215 с.

Чернов А.В. Геоморфология пойм равнинных рек [Текст] / А.В. Чернов — М.: Изд-во МГУ, 1983. — 199 с.

Чернов А.В. Современное развитие малых рек центральных районов Европейской части СССР [Текст] / А.В. Чернов // Малые реки центра Русской равнины их использование и охрана. — М.: МФ ГО СССР, 1988. — С. 15–24.

Чернов А.В. Речные поймы — их происхождение, развитие и оптимальное использование [Текст] / А.В. Чернов // Соросовский образовательный журнал. — 1999. — № 12. — С. 47–54.

Чернов А.В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии [Текст] / А.В. Чернов. — М.: Крона, 2009. — 654 с.

Чернов А.В. Палеогеографический анализ развития русловых деформаций широкопойменных рек в голоцене (на примере верхней и средней Оби) [Текст] / А.В. Чернов, Л.М. Гаррисон // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1981. — Т. 5. — Вып. 4. — С. 97–108.

Чернов А.В. Влияние природных условий на развитие и использование малых рек Нижегородского Заволжья [Текст] / А.В. Чернов, Е.Г. Киселева // География на рубеже веков: проблемы регионального развития. Т. II. — Курск: КГПУ, 1999. — С. 67–72.

Черноморец С.С. Селевые очаги до и после катастроф [Текст] / С.С. Черноморец. — М.: Научный мир, 2005. — 184 с.

Черных Е.А. Гидрография и гидроморфологический метод исследования рек [Текст]: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Е.А. Черных. — Пермь. ПГУ, 1971. — 18 с.

Чернышев А.А. Смыв почвы с овражных водосборов [Текст] / А.А. Чернышев // Метеорология и гидрология. — 1969. — № 11. — С. 94–97.

Чекатилло А.М. Сезонное промерзание почв равнинной территории Европейской части СССР и проблемы глубины укладки подземных трубопроводов [Текст] / А.М. Чекатилло. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 173 с.

Шайдеггер А.Е. Теоретическая геоморфология [Текст] / А.Е. Шайдеггер. — М.: Прогресс, 1964. — 450 с.

Шамов Г.И. Речные наносы [Текст] / Г.И. Шамов. — Л.: Гидрометеиздат, 1959. — 389 с.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерности строения и формирования аллювиальных свит [Текст] / Е.В. Шанцер // Тр. ин-та геологических наук. — 1951. — Вып. 135. — 274 с.

Швебс Г.И. Материалы к изучению эродирующего действия капель воды [Текст] / Г.И. Швебс // Почвоведение. — 1968. — № 2. — С. 133–144.

Швебс Г.И. Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка (на примере Украины и Молдавии) [Текст] / Г.И. Швебс. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 184 с.

Швебс Г.И. Теоретические основы эрозиоведения [Текст] / Г.И. Швебс. — Киев; Одесса: Вища школа, 1981. — 224 с.

Шешеня Н.Л. Геологические и занально-климатические особенности формирования оползней [Текст] / Н.Л. Шешеня, И.О. Тихвинский. — М.: Наука, 1984. — 123 с.

Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей [Текст] / Ю.Д. Шуйский. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 240 с.

Шукин И.С. Общая геоморфология: в 3 т. Т. 1 [Текст] / И.С. Шукин. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. — 615 с.

Шукин И.С. Общая геоморфология: в 3 т. Т. 3 [Текст] / И.С. Шукин. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. — 382 с.

Эглит М.Э. Неустановившееся движение в руслах и на склонах [Текст] / М.Э. Эглит. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. — 96 с.

Экология эрозионно-русловых систем России [Текст]. — М.: Географ. ф-т МГУ, 2002. — 163 с.

Экспериментальная геоморфология [Текст]. Вып. 2. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. — 172 с.

Экспериментальная геоморфология [Текст]. Вып. 3. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. — 148 с.

Энгельс Ф. Диалектика природы [Текст] / Ф. Энгельс. — М.: Госполитиздат, 1969. — 260 с.

Эрозионные процессы [Текст]. — М.: Мысль, 1984. — 256 с.

Эрозия почв и сели в Кабардинско-Балкарии [Текст]. — Нальчик: Эльбрус, 1970. — 80 с.

Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития [Текст]. — М.: ГЕОС, 2007. — 445 с.

Ясинский С.В. Формирование гидрологического режима водосборов малых рек [Текст]: автореф. дис. ... докт. геогр. наук / С.В. Ясинский. — М.: ИГ РАН, 2009. — 52 с.

Яцунский В.К. Изменение в распределении землепользования в Европейской России с конца XVIII в. до первой мировой войны [Текст] / В.К. Яцунский // Вопросы истории сельского хозяйства, крестьянства и революционных движений в России. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — С. 113–149.

Abrahams A.D., Parsons A.J., Luk S.H. The effect of spartial variability in overland flow on the downslope pattern of soil loss on a semiarid hillslope, Southern Arisona // Catena. 1991. Vol. 18. P. 255–270.

Ackers P., White R. Sediment transport: new approach and analysis // J. Hidraul. Div. ASCE. 1973. 99 (HY11). P. 2041–2060.

Albergel J. et. al. Bilan de l'érosion sur les petits bassins versants des lacs collinaires de la dorsale Tunisienne // Séminaire International Montpellier 2000 Hydrologie des Régions Méditerranéennes. Programme Hydrologique International. Documents Techniques en Hydrologie 51. 2000. P. 63–70.

Alekseevsky N.I., Granich P.S. Special Features of Bed Load Transport Calculation in the Danube and Ural Deltas // XVIIth Conference of the Danube Countries on Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management. Budapest, 1994. Vol 2. P. 623–629.

Allen J.R.L. Current ripples, their relation to patterns of water and sediment motion. — Amsterdam: North-Holland Publ. Co, 1968.

Allen J.R.L. Polymodal dune assemblages: an interpretation in term of dune creation-destruction in periodic flow // *Sed. Geol.* 1978. Vol. 20. 1. P. 17–28.

Allen J.R.L. River Bedforms: Progress and Problems // *Modern and Ancient Fluvial Systems* Blackwell Publishing Ltd. Oxford. UK. 1983. p. 19–33.

Alonso C.V., Neibling W.Y., Foster G.R. Estimating sediment transport capacity in watershed modeling // *Transactions of the ASAE.* 1981. Vol. 24. 5. P. 1211–1220.

Anderson H.W. Normalized suspended sediment discharge related to watershed attributes and landslide potential. *Mitt. Forstl. Bundesversuchsanst. Wien*, 1981.

Auzet A.V. et. al. An approach to the assessment of erosion forms and erosion risk on agricultural land in the northern Paris basin, France // *Soil Erosion on Agricultural Land*, John Wiley, Chichester. 1990. P. 383–400.

Anikovich M.V. et. al. Early Upper Paleolithic in Eastern Europe and Implications for the Dispersal of Modern Humans // *Science.* 2007. Vol. 315. P. 223–226/

Babaeva I.P., Chernov I. Yu. Geographical aspects of yeast ecology // *Gen. Biol. Rev.* 1995. Vol. 9. Ecological microbiology. P. 1–54.

Babiński Z. Wpływ zapor na procesy korytowe rzek aluwialnych ze szczególnym uwzględnieniem stopnia wodnego «Włocławek». Wydaw. Akad. Bydgoskiej. Bydgoszcz, 2002.

Bagnold R.A. An approach to the sediment transport problem from general physics // *US Geological Survey Professional Paper 422–1.* Washington D.C/ US Government Printing office, 1966.

Baker V.R. Stream-channel response to floods, with examples from Central Texas // *Geol. Soc. America Bull.* 1977. Vol 88 (8). P. 1057–1071.

Barfield B.J., Tollner E.W., Hayes J.C. Filtration of sediment by simulated vegetation // I. steady-state flow with homogeneous sediment. *Transactions of ASAE* 22 (3): 1979. 540–545.

Barlow D.N., Thompson R. Holocene Sediment erosion in Britain as calculated from lake-basin studies // *Tracers in Geomorphology.* John Wiley. Chichester. 2000. P. 455–472.

Bathurst J.C. Field measurement of boulder flow drag // *Journal of Hydraulic Engineering.* 1996. Vol. 122 (3). P. 167–169/

Belyaev V. et. al. Reconstructing the development of a gully in the Upper Kalous basin, Stavropol region (Southern Russia) // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2004. vol. 29. P. 323–341.

Belyaev V. et. al. A comparison of direct measurement, USLE and caesium-137 based methods for evaluating soil redistribution from severe sheet and ephemeral gully erosion, Stavropol region, southern European Russia // *Geomorphology.* 2005. Vol. 1. P. 173–193.

Benedetti M.M. Controls on overbank deposition in the Upper Mississippi River // *Geomorphology.* 2003. 56. P. 271–290.

Bernard C. et. al. Cesium-127 et erosion des sols // *Cahiers Agricultures.* 1998. Vol. 7. P. 179–186.

Boardman J. The sensitivity of Downland arable land to erosion by water // *Landscape Sensitivity.* 1986. P. 210–228.

Boardman J. Sever erosion on agricultural land in East Sussex. UK. October 1987 // *Soil Technology.* 1988. Vol. 1. P. 333–348.

Boardman J., Favis-Mortlock D.T. Simple methods of characterizing erosive rainfall with reference to the South Downs, southern England // In S. Wicherek (ed) *Farm land erosion; in temperate plains environment and hills.* Elsevier, 1993. P. 17–29.

Boardman J. et. al. Flooding of property by runoff from agricultural land in northwestern Europe // *Geomorphology.* 1994. No. 10. P. 183–196.

Bollinne A. Adjusting the universal soil loss equation for use in western Europe // *Soil erosion and conservation.* Soil conservation Society of America. 1985. P. 111–119.

Borisova O.K. The Holocene flora and vegetation of the northern Russian Plain (the Vychegda River basin) // *Acta Palaeontologia Sinica*. 2002. vol. 41 (4). P. 478–486.

Borisova O.K., Sidorchuk E.A. Vegetation and climate changes in the northern Russian Plain during the Holocene // *Man and environment in boreal forest zone: past, present and future*. Moscow: Inst. Geogr. RAS, Inst. Ecol. Evolution RAS, 2008. P. 26–28.

Borisova O.A., Sidorchuk A.J., Panin A.B. Palaeohydrology of the seim river basin, mid-russian upland, based on palaeochannel morphology and palynological data. *Catena*. 66 (1–2) 6. 2006. P. 53–73.

Bork H. — *R.* Soil erosion during the past millennium in Central Europe and its significance within geomorphodynamics of the Holocene // *Landforms and Landform Evolution in West Germany*. *Catena suppl.* 1989. Vol. 15. P. 121–131.

Browning G.M., Parish C.L., Glass J.A. A method for determining the use and limitations of rotation and conservation practices in the control of soil erosion in Iowa // *J. Am. Soc. Agron.* 1947. Vol. 39. No. 1. P. 65–73.

Bork H. — *R. et. al.* *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*. Klett-Perthes. Gotha und Stuttgart, 1998.

Callander R.A. Instability and river channels // *Fluid. Mech.* 1969. Vol. 36. P. 465–480

Callander R.A. River meandering // *Annual Rev. on Fluid. Mech.* 1978. Vol. 10. P. 129–158.

Carson E.C. Hydrologic modeling of flood conveyance and impacts of historic overbank sedimentation on West Bleck's Fork, Uinta Mountains, northern Utah, USA // *Geomorphology*. 2006. 75. P. 368–383.

Carson M.A. The meandering-braided river threshold: a reappraisal // *Hydrol.* 1984. Vol. 73 (3–4). P. 315–334.

Chase G. Fluvial land sculpting and the fractal dimension of topography // *Geomorphology*. 1992. Vol. 5. P. 39–57.

Ciccacci S., Fredi P., Pucliese E. In direct evaluation of erosion in drainage basins through the use of geomorphological and climatic parameters // *Ist International conference of Geomorphology*. Manchester. 1985. P. 245.

Cliniciu I., Lazur N. Some regularities on the morphometry of the thalweg and their significance // *Bull. Transylvania Univ. Brasov*. 1992. Vol. 1 (34). P. 51–56.

Coleman J.M., Wright L.D. Analysis of major river systems and their deltas: Procedures and rationale with two examples // *Louisiana State Univ., Coastal Inst. Tech. Rept.* 95. 1971.

Coleman J.M., Wright L.D. Deformational processes in river mouth bars // *Geol. Soc. America Abst. with Programs*. 1973. vol. 5 (7). P. 580.

Coleman J.M., Wright L.D. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies // *Deltas: models for exploration* (ed. by Broussard M.L.). Houston Geological Society. 1975. P. 99–149.

Dendy F.E., Bolton G.C. Sediment yield-runoff drainage area relationships // *United States. Journal of Soil and Water Conservation* 31. 1976. P. 264–266.

Daniels R.B. Entrenchment of the Willow drainage ditch, Harrison County, Iowa // *American J. of Sci.* 1960. Vol. 258. P. 161–176.

Dedkov A.P., Gusarov A.V. Suspended sediment yield from continents into the World Ocean; spatial and temporal changeability // *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems* (Proceedings of a symposium held in Dundee, UK, July 2006). IAHS Publ. 306. 2006. P. 3–11.

Demaree G. Intensity-Duration-Frequency Relationship of Point // *Precipitation at Uccle. Reference Period 1934–1983*. Institut Royal Meteorologique de Belgique. Publications Serie A. 116. 1985. P. 1–52.

Desmet P.J.J. et. al. Importance of slope gradient and contributing area for optimal prediction of the initiation and trajectory of ephemeral gullies // *Catena*. 1999. Vol. 37 (3–4). P. 377–392.

de Vente J., Poesen J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale // *Scale issues and semi-quantitative models*. *Earth-Science Reviews*. 2005. Vol. 71. P. 95–125.

De Roo A.P.J. The use of ¹³⁷Cs in an erosion study in south Limburg (The Netherlands) and the influence of Chernobyl fallout // *Hydrol. Processes*. 1992. No. 5. P. 215–227.

- Du P., Walling D.E.* Using 210Pb measurements to estimate sedimentation rates on river floodplains // *J. Environ. Radioactivity*. 2012. 103. P. 59–75.
- Duff R.B., Webley D.M., Scott R.D.* Solubilization of minerals and related materials by 2-betogluconic acid-producing bacteria // *Soil Sci.* 1963. Vol. 95 (2). P. 21–23.
- Duijsings J.J.* Seasonal variation in the sediment delivery ratio of a forested drainage basin in Luxburg // *IAHS Publ.* 150. 1986. P. 153–164.
- Dury G.H.* Contribution to a general theory of meandering valley // *American J. of Sci.* 1954. Vol. 252 (4). P. 193–224.
- Dury G.H.* Theoretical implications of underfit streams // *US Geological Survey Professional Paper* 452-B. Washington, 1954.
- Edwards W.M., Owens L.B.* Large storm effects on soil erosion // *J. Soil and Water Conserv.* 1991. Vol. 1. P. 75–78.
- Einstein H.A.* The bed-load function for sediment transportation in open channel flows // *USDA Soil Conservation Service. Technical Bulletin* 1026. 1950.
- Einstein Y., Chen N.* Effects of heavy sediment concentration near bed on velocity and sediment distribution // *Rep. 8. Berclly Univ. of Calif.* 1955.
- Engelund F., Hansen E.* A monograph on sediment transport in alluvial streams. Copenhagen Teknisk Vorlag, 1967.
- Yermolaev O., Avvakumova A.* GIS methods in evaluation of arable soils' spatial: time erosion dynamics on the territory of the Russian plain // *14th International Multidisciplinary Scientific Geoconference — SGEM 2014. Conf. Proceedings. Bugaria. Vol. III.* 2014. P. 627–633.
- Evans R.* Sensitivity of the British landscape to erosion // *Environmental Sensitivity* (Thomas, D.S.G., Allison, R.J., Eds.). Wiley: Chichester, UK. 1993. P. 189–210.
- Favis-Mortlock D., Boardman J., Bell M.* Modelling long-term antropogenic erosion of a loess cover: South Downs, UK // *The Holocene*. 1997. Vol. 7 (1). P. 79–89.
- Fortier S., Scobey F.G.* Permissible canal velocities // *Trans. ASAE. Paper* 1588. Lancaster, 1926.
- Ferguson R.T.* The threshold between meandering and braiding // *Proc. Intern. Conf. "Channels and channel control structures"*. Vol. 6. Berlin, 1984. P. 15–29.
- Fischenich, Craig J., Allen H.* Stream Management: United States Army Corps of Engineers. Fort Worth District, Engineer Research and Development Center. Environmental Laboratory. Water Operations Technical Support Program Series: ERDC/EL SR-W. 2000.
- Fleming G.* Suspended soils monitoring: A comparison between three instruments // *Water Enging.* Vol. 2. 1969. P. 377–382.
- Fugel W. — A. et al.* Integrating GIS, remote sensing, ground truthing and modelling approaches for regional erosion classification of semiarid catchments in South Africa and Swaziland // *Hydrological Processes*. 2003. Vol. 17. P. 929–942.
- Foster G.R.* Modeling the erosion process // *C.T. Haan, H.P. Johnson, D.L. Brakenslek (Eds). Hydrologis Modeling of Small Watersheds. ASAE Monograph. No. 5. St. Joseph, ML, 1982. P. 297–380.*
- Foster G.R. et al.* Estimating erosion and sediment yield on field size areas // *Transactions of the ASAE.* 1981. Vol. 24. P. 253–262.
- Foster G.R., Meyer L.D.* A closed-form soil erosion equations // *Colorado State Univ., Fort Collins. Co.* 1972a. P. 121–129.
- Foster G.R., Meyer L.D.* Transport of soil particles by shallow flow // *Transactions of the ASAE.* 1972b. Vol. 1. P. 99–102.
- Foster I.D.L., Owens Ph.N., Walling D.E.* Sediment yield and delivery in the catchments of Slapton Lower Ley, South Devon, UK // *Field Studies.* 1996. Vol. 8. P. 629–661.
- Fredsoe J.* Meandering and braiding of rivers // *J. Fluid. Mech.* 1978. Vol. 84. P. 609–624.
- Free G.R.E., Browning G.V., Musgrave G.F.* Relative infiltration and related physical characteristics of certain soil // *U.S. Dept. Agric. Bull.* 1940. 729.
- Galay V.J.* Causes of river bed degradation // *Water Resources Research.* 1983. Vol. 19 (5). P. 1057–1090.

Gimeno-Garcia E., Rubio J.L., Andreu V. Forest fire affects on some soil fertility properties // Proceeding International conference “Soil conservation in large-scale land use”. Bratislava. Slovak republic. 1999. P. 171–182.

Golosov V.N. Special considerations for areas affected by Chernobyl fallout // Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radioactivity. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 2002. P. 165–184.

Golosov V.N., Litvin L.F. Sediment budget within cultivated slopes and slope catchments: evaluation of slope morphology influence // Sediment Budget I. IAHS Publ. 291, IAHS Press Wallingford, 2005. p. 3–10.

Golosov V.N. et. al. Cs-137 contamination of river systems in Central Russia as a result of the Chernobyl incident // Hydrology in a Changing Environment. Proc. Of the British Hydrological Society International Conference. Exeter. UK. John Wiley. Chichester, 1998. Vol. 1. P. 535–546.

Golosov V.N., Panin A.V. Century-scale stream network dynamics in the Russian Plain in response to climate and land use change // Catena. 2006. Vol. 66. P. 74–92.

Golosov V.N., Panin A.V., Ivanova N.N. Small river aggradation in European Russia during the period of intensive agriculture // Proc. Conf. on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The University of Mississippi, Oxford Campus, 1997. P. 615–620.

Golosov V. et.al. Redistribuition of sediment-associated contaminants in the river chern basin during the last 50 years // Erosion and Sediment Yields in the Changing Environment, IAHS Publ. / Ed. by B.H. Golosov. Vol. 356 of IAHS Publ. — IAHS Press, Wallingford, 2012. P. 12–19.

Golosov V.N. et.al. Quantitative assessment of sediment redistribution in the Sichuan hilly basin and the central Russian upland during the past 60 years // Geography, Environment, Sustainability. — M., 2014. T. 7. № 3. — C. 39–64.

Golosov V.N., Walling D.E. Using fallout radionuclides to investigate recent overbank sedimentation rates on river floodplain; an overview // Sediment Dynamics from the Summit to the Sea. Vol. 367 of IAHS Publ. IAHS Press, Wallingford, UK, 2014. P. 228–234.

Gong G., Xu J. Environmental effects of human activity on rivers in the Huanghe-Huarhe-Haihe plain, China // Geogr. Ann. 1987. Vol. 69. 1. P. 181–188.

Goni-Urriza M. et. al. Impact of an urban effluent on the bacterial community structure in the Arga River (Spain), with special reference to culturable Gram-negative rods // Can. J. Microbiol. 1999. Vol. 45 (10). P. 826–832.

Govers G. Empirical relationships for the transport capacity of overland flow // Erosion, transport and deposition processes (Proc. of the Jerusalem workshop, March-April 1987). IAHS Publ. 189. 1990. P. 45–63.

Govers G. Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow // Overland flow. Hydraulics and erosion mechanics. L.: UCL Press, 1992. P. 243–273.

Govers G., Poesen J. Assessment of the interrill and contributions to total soil loss from an upland field plot // Geomorphology. 1988. Vol. 1. P. 469–478.

Govers G. et. al. The role of soil tillage in soil redistribution on hillslopes // Eur J. Soil Sci. 1994. Vol. 45. P. 469–478.

Grass A.J. Initial instability of fine bed sand // ASCE Proc. Journal of the Hydraulics Division. 1970. Vol. 96. P. 619–632.

Guy H.P., Simons D.B., Richardson E.V. Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956–61 // U.S. Geological Survey Professional Paper 462-I. 1966.

Hadish G.A. The use of aerial videography and a geographic information system for stream channel stabilization planning in the deep loess region of Western Iowa // Proceeding of the Conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The Centre for Computational Hydroscience and Engineering. The University of Mississippi. 1997. P. 747–752.

Hairsine P.B., Rose C.W. Modelling water erosion due to overland flow using physical principles 1. Sheet flow // Water resources research. 1992. Vol. 28 (1). P. 237–244.

Haregeweyn N. et al. Sediment yield variability in Northern Ethiopia: A quantitative analysis of its controlling factors. Catena. Vol. 75. 2008. P. 65–76.

Hashim G.M. et al. Soil erosion processes on sloping land in the east of Peninsular Malaysia // Soil Technol. 1995. Vol. 8. P. 215–233.

Henderson F.M. Stability of alluvial channels // J. Hydr. Div. ASCE. 1961. Vol. 87 (6). P. 109–138.

Higgitt D.L. The Development and Application of Caesium-137 measurements in Erosion Investigation // Sediment and Water Quality in River catchments John Wiley Chichester. 1995. P. 287–305.

Holliday V.T. et al. Geoarchaeology of the Kostenki-Borshchevo Sites, Don River Valley, Russia // Geoarchaeology. 2007. Vol. 22. 2. P. 181–228.

Hughes A.O. et al. Determining floodplain sedimentation rates using ¹³⁷Cs in a low fallout environment dominated by channel-and cultivation-derived sediment inputs, central Queensland, Australia // J. Environ. Radioactivity. 2009. 100. P. 858–865.

Ionita I. Sediment delivery scenarios for small watersheds // Vegetation, land use and erosion processes. Bucharest. Institute of Geography. 1999. P. 66–73.

Jacobson R.B., Coleman D.J. Stratigraphy and recent evolution of Maryland Piedmont Floodplain // American J. of Sci. 1986. Vol. 286. P. 617–637.

Kadlec J. et al. Morava River floodplain development during the last millennium, Straznické Pomoravi, Czech Republic // The Holocene. 2009. 19 (3). P. 499–509.

Kennedy J. The formation of sediment ripples, dunes and antidunes // Annual review of fluid mechanics. Palo Alto. Calif. 1969. Vol. 1. P. 147–168.

Knighton D. Fluvial forms and processes: a new perspective. London Arnold, 1988.

Knox J.C. Human impacts on Wisconsin stream channels // Annals. Ass. of Amer. Geogr. 1977. Vol. 67. P. 323–342.

Komar P.D. Shapes of streamlined islands on the Earth and Mars: Experiments and analyses of the minimum-drag form // Geology. 1983. Vol. 11. P. 651–654.

Kreznor W.R., Olson K.R., Johnson D.L. Field evaluation of methods to estimate soil erosion // Soil Sci. 1992. Vol. 153. P. 69–81.

Kronvang B. et al. Soil erosion and sediment delivery through buffer zones in Danish slope units // The role of erosion and sediment transport in nutrient and contaminant transfer. IAHS Publ. 263. 2000. P. 67–73.

Kruk J. The history of colonization of both the Vistula river valley and the loess-covered uplands // Excursion Guide-Book of the Symposium Vistula Basin. Wyd. AGH. 1988. P. 44–45.

Kroonenberg S.B., Rusakov G.V., Svitoch A.A. The wandering of the Volga delta: a response to rapid Caspian sea-level change // Sedimentary Geology. 1997. 107. P. 189–209.

Kuhnlé R.A., Bingner R.L., Foster G.R. Changes in sediment load and land use on Goodwin creek // Proceeding of the Conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The centre for Computational Hydroscience and Engineering. The University of Mississippi. 1997. P. 375–380.

Lane E.W. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering // Proc. American Soc. Civil Eng. 1955. Vol. 81 (745). P. 1–17.

Lang A., Bork H.R. Past soil erosion in Europe // Soil Erosion in Europe. John Wiley, Sons, Chichester. 2006. P. 465–476.

Laursen E.M. The total sediment load of streams // Proc. American Soc Civil Eng. (J. Hydraulics Div.). 1958. Vol. 84 (1). P. 351–365.

Laverdière M.R., Bernard C. Contribution ruissellement superficiel et de l'érosion des sols à la dégradation de redistribution spatiale du césium-137. Québec: Rapport d'étape, Cogisol Inc., 1998.

Lawrence D.S.L. Hydraulic resistance in overland flow during partial and marginal surface inundation: Experimental observations and modeling // Water Resources Research. 2000. Vol. 36. P. 2381–2393.

Lehre A.K. Sediment budget of a small Coast Range Drainage basin in North-Central California // Sediment budgets and routing in forested drainage basins. US Forest Service General Technical Report PNW-141, 1982. P. 67–77.

- Lenzi M.A.* Step-pool evolution in the Rio-Cordon. Northeastern Italy. Earth surface processes and land forms. 2001. Vol. 26. P. 999–1008.
- Leopold L.B., Wolman M.G.* River channel patterns — braided, meandering and straight // British Soc. Geol. Surv. Prof. Pap. 282-B. 1957. P. 1–85.
- Leopold L.B., Wolman M.G.* River Meanders // Geol. Soc. of America Bull. 1960. Vol. 71. P. 769–794.
- Li C.X.* Deltaic sedimentation // Modern Sedimentation in Coastal and Nearshore Zone of China. China Ocean Press and Springer-Verlag, 1986. P. 253–378.
- Lindstrom M.J., Nelson W.W., Schumacher T.E.* Quantifying tillage torsion rates due to moldboard plowing // Soil and Tillage Research. 1992. Vol. 24. P. 243–255.
- Lindstrom M.J. et al.* Soil erosion: A combined analysis of tillage and water erosion over a complex landscape // Abstracts of 10th international soil conservation organization conference. West Lafayette, Indiana, USA, 1999. P. 27.
- Liu B.Y., Nearing M.A., Rissie L.M.* Slope gradient effects on soil loss for steep slopes // Trans. ASAE. 1994. Vol. 36. P. 1835–1840.
- Lohnes R.A.* Stream channel degradation and stabilization: the Iowa experience // Rehabilitation, Restoration. University of Mississippi. 1997. P. 35–41.
- Low H.S.* Effect of sediment density on bed-load transport // J. of hydraulic engineers. 1989. No. 1. P. 124–138.
- McCool D.K. et al.* Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation // Trans. ASAE. 1989. Vol. 32. P. 1571–1576.
- Magnuszewski A., Gutry-Korycka M.* Przepływ wielkich wód Wisły we współczesnym korycie. Prace I Studia Geograficzne UW. T. 43. 2009. S. 153–162.
- Mandelbrot B.B.* Fractals: Form, Chance and Dimension. San Francisco: W.H. Freeman, 1977.
- Marker M., Sidorchuk A.* Assessment of gully erosion process dynamics for water resources management in a semiarid catchment of Swaziland (Southern Africa) // IAHS Publ. 279. 2003. P. 188–198.
- Martin J.P., Erofin J.O., Shepherd K.A.* Decomposition and aggregating affect of fungus all material in soil. // Proc. Soil Sci. Soc. America. 1959. Vol. 23 (217). P. 64–73.
- Melville M.D., Erskine W.* Sediment remobilization and storage by discontinuous gulling in humid Southeastern Australia // Drainage basin sediment delivery. IAHS Publ. 159. 1986. P. 277–286.
- Merten G.H., Nearing M.A., Borges A.L.* O Effect of sediment load on soil detachment and deposition in rills // Soil Sci. Soc. America J. 2001. Vol. 65. P. 861–868.
- Meyer L.D., Monke E.J.* Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow // Trans. ASAE. 1965. Vol. 8. P. 572–580.
- Meyer L.D., Wischmeier W.H.* Mathematical simulation of the processes of soil erosion by water // Trans. American Soc. Agric. Engrs. 1969. Vol. 12 (6). P. 754–759.
- Milliman J.D., Meade R.H.* World-wide delivery of river sediment to the ocean // J. of Geology. 1983. Vol. 91. P. 1–21.
- Mitchell J.K., Bubense G.D.* Soil loss estimation // Soil Erosion. Elsevier. 1980. P. 17–62.
- Mizugaki S., Naramura F., Araya T.* Using dendromorphology and ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb radiochronology to estimate recent changes in sedimentation rates in Kushiro Mire, Northern Japan, resulting from land use change and river channelization // Catena. 2006. 68. P. 25–40.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E.* Source areas, drainage density and channel initiation // Water Resources Research. 1989. Vol. 25. P. 1907–1918.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E.* Channel initiation and the problem of landscape scale // Science. 1992. Vol. 255. p. 826–830.
- Murphree C.E., Muchler C.K.* Verification of the slope factor in the universal soil loss equation for low slope // Journal of Soil and Water Conserv. 1981. Vol. 36 (5). P. 300–302.
- Moulin A.P., Anderson D.W., Mellinger M.* Spstion variability of wheat yield, soil properties and erosion in hummocky terrain // Canadian J. of Soil Sc. 1994. Vol. 74 (2). P. 219–228.

Nearing M.A. A probabilistic model of soil detachment by shallow turbulent flow. *Trans. ASAE* 34. 1991. P. 81–85.

Nearing M.A. Why soil erosion models over-predict small soil losses and under-predict large soil losses // *Catena*. 1998. Vol. 32. P. 15–22.

Nearing M.A. et. al. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project technology // *Trans. ASAE*. 1989. Vol. 32. P. 1587–1593.

Nearing M.A. et. al. Hydraulics and erosion in eroding rills // *Water Resources Research*. 1986. Vol. 33 (5). P. 865–876.

Nearing M.A. et. al. Tensile strength of thirty-three saturated repacked soil // *Soil Sci. Soc. America J.* 1991. Vol. 55 (6). P. 1546–1551.

Nearing M.A. et. al. Hydraulics and erosion in eroding rills. // *Water Resources Research*. 1997. Vol. 33. P. 865–876.

Nezu I., Nakagawa H. Self forming mechanism of longitudinal sand ridges and troughs in fluvial open-channel flow // *Hydraul. and Environ.* 23rd Congr. V.D. Ollawa. 1989. P. 65–72.

Nicks A.D. et. al. Regional analysis of precipitation and temperature trends using gridded climate station data // *Advances of Hydrosience and Engineering*. The University of Mississippi. 1985. Vol 1 (1). P. 497–502.

Nomenclature for bed forms in alluvial channels /L.V. Brush, N.A. Einstein, D.B. Sinons a.o. // *J. Hydraul Division Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.* 1966. Vol. 92. No 3. P. 51–64.

Nordin C.F. Statistical properties of dune profiles. U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 462-K. 1971.

Norton L.D. The relationship of present topography to pre-loess deposition topography in east-central Ohio // *Soil Sci. Soc. America J.* 1984. Vol. 48. P. 147–151.

Norton L.D. Erosion-sedimentation in a closed drainage basin in Northwest Indiana // *Soil Sci. Soc. America J.* 1986. Vol. 50 (1). P. 209–213.

Novotny V., Chesters G. Handbook of nonpoint pollution: Sources and management. Van Nostrand Reinhold Publ. Cor., New York, USA, 1981.

Novotny V., Simsman G.V., Chesters G. Delivery of pollutants from nonpoint sources // *Drainage basin sediment delivery*. IAHS Publ. 159. 1986. P. 133–140.

Nyssen J. et. al. Rainfall erosivity and variability in the Northern Ethiopian highlands // *J. Hydrol.* 2004. Vol. 311. P. 172–187.

Osterkamp W.P. Gradient, discharge and particle-size relations of alluvial channels in Kansas, with observations on braiding // *American J. Sci.* 1978. Vol. 278 (9). P. 1253–1268.

Owens Ph.N. et. al. The use of caesium-137 measurements to establish a sediment budget for the Start catchment, Devon, UK // *Hydrological Sci. J.* 1997. Vol. 42 (3). P. 405–423.

Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia // *Geomorphology*. 2009. 108 (1–2). P. 71–91.

Panin A. et. al. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the centre of the Russian Plain // *Geographia Polonica*. 2011. Vol. 84. Spec. Issue Part 1. P. 95–115.

Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena*. 2015. Vol. 130. P. 46–61.

Panin A.V., Walling D.E., Golosov V.N. The role of soil erosion and fluvial processes in the post-fallout redistribution of Chernobyl-derived caesium-137: a case study of the Lapki catchment, Central Russia // *Geomorphology*. 2001. Vol. 40. P. 185–204.

Park Eun-Jin, Sul W.J., Smucker A.J.M. Glucose additions to aggregates subjected to drying/wetting cycles promote carbon sequestration and aggregate stability // *Soil Biology and Biochemistry*. Vol. 39 (11). 2007. P. 134–148.

Parker G. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers // *J. Fluid Mech.* 1976. Vol. 76. P. 457–480.

Patin J. et. al. Analysis of runoff production at the plot scale during a long term survey of a small agricultural catchment in Lao PDR // *J. Hydrol.* 2012. 426–427. P. 79–92.

Patton P.C., Schumm S.A. Ephemeral-stream processes: implications for studies of Quaternary valley fills // *Quat. Res.* 1981. Vol. 15. P. 24–43.

- Pennock D.J.* Effects of soil redistribution on soil quality: pedon, landscape, and regional scales // Soil quality for crop production and ecosystem health. Elsevier. 1997. P. 167–185.
- Pennock D.J., de Jong E.* The influence of slope curvature on soil erosion and deposition in Hummock terrain // Soil Sci. 1987. Vol. 144. P. 209–217.
- Pennock D.J., de Jong E.* Spatial pattern of soil redistribution in Boroll Landscapes, Southern Canada // Canadian J. of Soil Sci. 1990. Vol. 54 (12). P. 1697–1701.
- Pennock D.J., Lemmen D.S., de Jong E.* cesium-137-measured erosion rates for soil of five parent-material groups in southwestern Saskatchewan // Canadian J. of Soil Sci. 1995. Vol. 75 (2). P. 205–210.
- Pennock D.J., Zebarth B.J., de Jong E.* Landform classification and soil distribution in hummocky terrain. Saskatchewan. Canada // Geoderma. 1987. Vol. 40 (1). P. 297–315.
- Petelko A.I., Golosov V.A., Belyaev V.R.* Experience of design of system of counter-erosion measures // Proceeding of the tenth international symposium on river sedimentation. Vol. I. M., 2007. P. 311–316.
- Piest R.F., Elliott L.S., Spomer R.G.* Erosion of the Tarkio drainage system, 1845–1976. ASAE. St. Joseph. Michigan 490085, 1976.
- Poesen J. et. al.* Soil losses due to harvesting of chicory roots and sugar beet: an underrated geomorphic process // Catena. 2001. Vol. 37 (1). P. 35–47.
- Polyakov V.O., Nearing M.A., Shiptalo M.J.* Tracking sediment redistribution in a small watershed: implications for agro-landscape evaluation // Earth Surf. Proc. Landf. 2004. Vol. 29 (10). P. 1275–1291.
- Prestegard K.L.* Morphological controls on sediment delivery pathways // Sediment Budgets. IAHS Publ. 174. 1988. P. 533–540.
- Preil J.* The possibility of applying the Wischmeier-Smith's relations in estimating the soil loss caused by water erosion in Czechoslovak conditions // International water erosion symposium. Proc. Vol. 3. Praga, 1970. P. 131–136.
- Raffaella, J.B. et. al.* Effect of narrow grass strips on conservation reserve land converted to cropland. *Trans // Am. Soc. Agric. Engrs* 40. 1997. P. 1581–1587.
- Rao K.R., Gupta G.P.* Soil conservation in river valley projects // Bhagirath. 1971. No. 2. P. 33–56.
- Rangaswami G., Ramalingam M.* The influence of microorganisms on soil aggregation // J. of Indian Soc. Soil Sci. 1961. Vol. 9. P. 98–109.
- Renard K.G. et. al.* Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 703. 1997.
- Richards K.J.* The formation of ripples and dunes on an erodible bed // J. Fluid Mech. 1980. Vol. 99 (3). P. 597–618.
- Ritchie J.C.* Combining ¹³⁷Cs and topographic surveys for measuring soil erosion/deposition patterns in a rapidly accreting area // Acta Geologica Hispanica. 2000. Vol. 35 (3–4). P. 207–212.
- Ritchie J.C. et. al.* Sediment deposition in the flood plain of Stemple Creek watershed, northern California. *Geomorphology*. 2004. P. 347–360.
- Rommens N. et. al.* Holocene alluvial sediment storage in a small river catchment in the loess area of central Belgium // *Geomorphology*. Vol. 77. 2006. P. 187–201.
- Rose C.W.* Developments in soil erosion and deposition models // *Advances in Soil Sci.* 1985. Vol. 2. P. 2–63.
- Saad V.B.A.* Nile River morphology changes due to the construction of High Aswan Dam in Egypt. Ministry of Water Resources and Irrigation. 2002. P. 14.
- Sartz R.S.* Thirty Years of Soil and Water Research by Forest Service in Wisconsin's Driftless Area. USDA Forest Service. Report NC-44. 1978.
- Schumm S.A.* Geomorphic Approach to Erosion Control in Semiarid Regions // *Transactions of the ASAE*. 1969. Vol. 12. P. 60–68.
- Schumm S.A.* Evolution and response of the fluvial system, sedimentology interpretations // *Soc. Econ. Paleont. and Miner. Special Publ.* 31. 1981. P. 19–29.

Schwertmann U., Vogl W., Kainz M. Bodenerosion durch Wasser; Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen 2. Stuttgart: Ulmer, 1990.

Sedimentation research in China. Beijing: China water and power press, 1993.

Shields A. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung // Mitt. Preuss. Versuchsanst. Wasserbau und Schiffb Helf. 26. Berlin, 1936. S. 157–172.

Shreve R.L. Statistical law of stream numbers // J. Geol. 1966. Vol. 74 (1). P. 17–37.

Sichingabula H.M. Problems of sedimentation in small dams in Zambia // Human Impact on Erosion and Sedimentation (Proceedings of the Rabat Symposium, April 1997). IAHS Publ. No. 245. 1997. P. 251–159.

Sidorchuk A. Yu. Gully erosion and thermo-erosion on the Yamal peninsula // Geomorphic Hazards (ed. by O. Slaymaker). John Wiley, New York, 1996. P. 153–168.

Sidorchuk A. The structure of river bed relief // Coherent flow structures in open channels. Willey, 1996. P. 397–421.

Sidorchuk A. Yu. Stochastic components in the gully erosion modeling // Catena. 2005a. Vol. 63 (2–3). P. 299–317.

Sidorchuk A. Yu. Stochastic modeling of erosion and deposition in cohesive soils // Hydrological Processes. 2005b. Vol. 19. P. 1399–1417.

Sidorchuk A. Yu., Borisova O.K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // Quat. Intern. 2000. Vol. 72 (1). P. 95–106.

Sidorchuk A. Yu., Panin A.V., Borisova O.K. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period // Geomorphology 113. 2009. P. 137–157.

Sidorchuk A. et. al. Soil Erosion Modelling in the Mbuluzi River Catchment (Swaziland, South Africa). Part 1. Modelling of the dynamic evolution of gullies. // Geogr. Phys. Dinam. Quat. 2001. Vol. 24. P. 177–187.

Sidorchuk A. et. al. Gully erosion modelling in semiarid catchments of Southern Africa // Catena. 2003. Vol. 50. P. 507–525.

Sidorchuk A., Schmidt, J., Cooper G. Variability of shallow overland flow velocity and soil aggregate transport observed with digital videography // Hydrological Processes. 2008. Vol. 22. P. 4035–4048.

Sidorchuk A., Smith A., Nikora V. Probability distribution function approach in stochastic modeling of soil erosion // Sediment Transfer through the Fluvial System. IAHS Publ. 288. 2004. P. 345–353.

Sidorchuk A. Yu., Smith A., Nikora V. Double-averaging methodology in stochastic modelling of soil erosion // Soil Erosion and Sediment Redistribution in River Catchments. Wallingford: CABI. 2006. p. 176–183.

Singh R., Baby R., Chandr S. Soil loss prediction in India. Bul. NT — 12.D — 9. Dehra Dun, India, 1981.

Simon A., Darby S.E. Disturbance, channel evolution and erosion rates: Hotophia creek, Mississippi // Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The University Mississippi. 1997. P. 476–481.

Simon A., Hupp C.R. Geomorphic and vegetative recovery processes along modified stream channels of west Tennessee // U.S. Geol. Surv. Open-File Report. 91–502. 1992.

Smith D.D., Whitt D.M. Evaluating soil losses from field areas // Agric. Engng. 1948. No. 29. P. 394–398.

Smith D.D. Interpretation of soil conservation data for field use // Agric. Engng. 1941. Vol. 22. No. 5. P. 173–175.

Smith L.M., Winkley B.R. The Response of the Lower Mississippi River to river engineering // Engineering Geology. 1996. Vol. 45. P. 433–455.

Soil Degradation. Advanced in Soil Science. Publ. Springer-Verlag, 1990.

Spomper R.G., Saxton K.E., Heinemann H.G. Water yield and erosion response to land management // J. Soil Water Cons. 1973. Vol. 28 (4). P. 167–171.

Stanley D.J., Warne A.G. Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise // *Science*. 1994. Vol. 265. P. 228–231.

Starkel L. Man as cause of sedimentological changes in the Holocene // *Anythropogenic Sedimentological Changes during the Holocene. Striae*. Uppsala. 1987. Vol. 26. P. 5–12.

Starkel L. The place of the Vistula River valley in the late Vistulian — early Holocene evolution of the European valleys // *European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 1995. P. 75–88.

Stone M., Saunderson H.C. Regional patterns of sediment yield in the Laurentian Great Lakes basin // *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. IAHS Publ. 236. 1996. P. 125–131.

Strahler A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis erosial topography // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1952. Vol. 1933. P. 1117–1142.

Swanson F.J., Fredriksen R.L., McCorison F.M. Material transfer in a western Oregon Forested Watershed // *Analysis of coniferous forest ecosystems in the Western United States, US/IBP Synthesies Series 14*, Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA, 1982. P. 233–266.

Takken I. et. al. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LIZEM) // *Catena*. 1999. Vol. 37. P. 415–430.

Terry J.P., Garimella S., Kostaschuk R.A. Rates of floodplain accretion in a tropical island river system impacted by cyclones and large floods // *Geomorphology*. 2002. 42. P. 171–182.

Terry J.P., Kostaschuk R.A., Garimella S. Sediment deposition rate in the Falefa River basin, Upolu Island, Samoa // *J. Environ. Radioactivity*, 2006, 86. P. 45–63.

Trimble S.W. Man-induced soil erosion on the Southern Piedmont, 1700–1970. Ankeny, Iowa, Soil Conservation Society of America, 1974.

Trimble S.W., Lund S.W. Soil conservation and the reduction of erosion and sedimentation in the Coon Creek basin, Wisconsin // *U.S. Geol. Surv. Profes. Paper 1234*. 1976.

Troch P., Loon T., Hilberts A. Analytical solutions to a hillslope storage kinematic wave equation for subsurface flow // *Advances in Water Resources*. 2002. Vol. 25. P. 637–649.

Ubeda X., Sala M. Cambios en la fisica del suelo e incremento de la escorrentia y la erosion tras un incendio forestal // *IV reunion de Geomorfologia Grandal d'Anglade, A.Y.* Pages valcarlos, J. Sociedad Espanola de Geomorfologia O Castro. 1996. P. 559–572.

United States Soil Conservation Service // *Resource Conservation Glossary*. Ankeny. 1982. P. 14–35.

Uusi-Kämpä J. et. al. 2000. Buffer zones and constructed wetlands as filters for agricultural phosphorus // *J. Environ. Qual.* 29. 2000. P 151–158.

Vacca A. et. al. Measurement of runoff and soil erosion in three areas under different land use in Sardinia (Italy) // *Catena*. 2000. Vol. 49. P. 69–92.

Vandaele K. Assessment of factors affecting ephemeral gully erosion in cultivated catchments of the Belgian Loam Belt // *Farm Land Erosion: in temperate plains environment and hills*. 1993. P. 125–136.

Vandaele K., Poesen J. Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium // *Catena*. 1996. Vol. 25. P. 213–226.

Vanden Berghe I., Gulinck H. Fallout ¹³⁷Cs as a tracer for soil mobility in the landscape Framework of the Belgian Loamy region // *Pedologie*. 1987. Vol. 37. P. 5–20.

Vanoni V.A., Nomicos G.N. Resistance properties of sediment laden streams // *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.* 1960. Vol. 125. P. 1140–1175.

Verstraeten G., Poesen J. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate // *Geomorphology*. 2001. Vol. 40 (1–2). P. 123–144.

Wall G.J., Dickinson W.T., Van Liet L.J.P. Agriculture and water quality in the Great Lakes basin: II. Fluvial sediments // *J. Environ. Qual.* 1982. P. 482–486.

Wallerstein N., Thorne C.R., Doyle M.W. Spatial distribution and impact of large woody debris in Northern Mississippi // *Proceedings of the Conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision*. Oxford Campus. The University of Mississippi, 1997. P. 145–150.

Walling D.E. Sediment delivery problem // *J. Hydrology*. 1983. Vol. 65. P. 209–237.

Walling D.E. Use of ^{137}Cs and other fallout radionuclides in soil erosion investigations: Progress, problems and prospects // Use of ^{137}Cs in the study of soil erosion and sedimentation, IAEA-TECDOC-1028. Vienna, 1998. P. 39–62.

Walling D.E., Quine T.A. Use of ^{137}Cs measurements to investigate soil erosion on arable fields in the UK: potential applications and limitations // J. of Soil Science. 1991. Vol. 42. P. 147–165.

Walling D.E., Quine T.A. The use of caesium-137 measurements in soil erosion surveys/ Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basis // IAHS Publ. 1992. No. 210. P. 143–152.

Walling D.E., Bradley S.B., Wilkinson C.J. A caesium-137 budget approach to the investigation of sediment delivery from a small agricultural drainage basin in Devon, UK // Drainage basin sediment delivery. IAHS Publ. 159. 1996. P. 423–435.

Walling D.E., Fang X. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers // Global and Planetary Change. 39. 2003. P. 111–126.

Walling D.E., He O. Use of fallout ^{137}Cs in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains. Catena, 1997. 29. P. 263–282.

Walling D.E., He O., Blake W. Use of ^7Be and ^{137}Cs measurements to document short and medium-term rates of water-induced soil erosion on agricultural land // Water Resources Research. 2000. Vol. 35 (12). P. 3865–3874.

Walling D.E., Webb B.W. Material transport by the words river // IAHS Publ. 164. 1987. P. 313–329.

Walling D.E., Woodward J.C. Use of radiometric fingerprints to derive information on suspended sediment sources // IAHS Publ. 210. 1992. P. 153–164.

Wang Zhaoyin, Hu Chunghong. Interaction between fluvial systems and large scale hydro-projects // Proceedings of Ninty International Symposium on River Sedimentation. Yichang, China, 2004. P. 46–64.

Wang W.C., Shen Y.W. Statistical properties of alluvial bed forms // Proc. 3 rd. Int. Symp. Stochastic Hydraul. Tokyo, 1980. P. 371–389.

Ward P. et al. The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment // Geomorphology. 2009. Vol. 103 (3). P. 389–400.

Wasylkowa K. et al. Environmental change in the Vistula valley at Pleszow caused by Neolithic Man // Przegląd Archeologiczny. 1985. No. 33. P. 19–55.

Watson C.C., Raphael N.K., Biedenharn D.S. Historical background of erosion problem in the Yazoo basin // Proceeding of the Conference of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The Centre of Computational Hydroscience and Engineering. The University of Mississippi, 1997. P. 115–119.

Whittaker J.G., Jaeggi M.N.R. Origin of step-pool systems in mountain streams. // J. Hydraul. Liv. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. 1982. 108. No. 6. P. 738–773.

Wiebe K.D., Heimich R.E., Claassen R. Wetlands potentially exempted and converted under proposed delineation change // J. Soil and Water Conserv. 1996. Vol. 51. P. 403–407.

Willgoose G., Bras R., Rodriguez-Iturbe I. A coupled channel network growth and hillslope evolution model // Water Resources Research. 1991. Vol. 27 (7). P. 1671–1684.

Williams G.P., Wolman M.G. Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1286. 1984.

Wilson K.V. Geomorphic response to channel modifications of Skuna river in North Mississippi // Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. The University of Mississippi, 1997. P. 482–487.

Wischmeier W.H., Johnson C.B., Gross B.V. A soil erodibility nomograph for farmland and construction site // J. Soil and Water Conserv. 1971. Vol. 26. P. 189–193.

Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains // USDA Handbook 282. Washington, 1965.

Wischmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses — a guide to conservation planning // USDA Handbook 537. Washington, 1978.

Witter R.J., Keeney S.D., Eby D.R. LaGrone Building banks on muddy creek with barbs. Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision Stabilization, Rehabilitation, Restoration, Ed., Wang S.S.Y., Langendoen E.J. and Shields F.D., University of Mississippi, 1997. P. 549–554.

Wolman M.G., Gerson R. Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology // Earth Surf. Proc. Landf. 1978. Vol. 3. P. 189–208.

Xiangyang H.U. Effects of artificial cutoffs in middle Yangtze reach // Proceeding of the Ninth International Symposium on River Sedimentation. China Tsinghua University Press, 2004. Vol. 3. P. 1692–1699.

Xu Jiongxin. Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment // Geomorphology. 1996. Vol. 17. P. 351–359.

Yalin M.S. An expression for bed-load transportation // Proc. of the ASCE. J. of the Hydraulic Division. 1963. Vol. 89 (11). P. 1805–1825.

Yalin M.S. Geometrical properties of sand waves // Proc. of the ASCE. J. of the Hydraulic Division. 1964. Vol. 90 (5). P. 105–119.

Yalin M.S., Karahan E. Steepness of sedimentary dunes // Proc. of the ASCE. J. of the Hydraulic Division. 1979. Vol. 105 (4). P. 381–392.

Yang C.T. Incipient motion and sediment transport // Proc. of the ASCE. J. of the Hydraulic Division. 1973. Vol. 99 (10). P. 1679–1704.

Zingg A.V. Degree and length slope as it effects soil loss in runoff // J. of Agric Engng. 1940. Vol. 26. P. 59–64.

Zhang X.C. et. al. Modelling interrill sediment delivery ratio // Soil Sci. Soc. Of Am. J. 1998. Vol. 2. P. 438–444.

Zhongshan J., Xiuyng L. Study on the rainfall erosivity and the topographic factor of predicting soil loss equation in the Loess Plateau // Memoir of NISWC, Academia Sinica. 1988. Vol. 7. P. 42–45.

Оглавление

Предисловие.....	5
Введение	8
Глава 1. Водные потоки, эрозионно-аккумулятивные процессы и эрозионно-русловые системы	20
1.1. Законы эрозионно-аккумулятивных процессов Н.И. Маккавеева и их интерпретация.....	20
1.2. Структура водных потоков.....	35
1.2.1. Структура микроручейковой сети на склонах	35
1.2.2. Структура овражно-балочной сети	44
1.2.3. Структура речной сети	53
1.2.4. Фрактальная геометрия речных сетей	61
1.3. Баланс наносов в эрозионно-русловых системах.....	69
1.4. Масштабные эффекты изменения речного стока и энергии водных потоков в ЭРС	84
1.5. Микробиальная составляющая стока в эрозионно-русловых системах. Роль микроорганизмов в эрозионно-аккумулятивных процессах.....	97
Глава 2. Эрозионно-аккумулятивные процессы, связанные с нерусловыми (склоновыми) потоками — эрозия почв	109
2.1. Механизм и модели эрозии почв.....	109
2.1.1. Основные принципы моделирования эрозионных процессов.....	109
2.1.2. Подходы к моделированию эрозии почв. Обоснование гидрофизической модели	110
2.1.3. Уравнение транспорта наносов для склоновых потоков	124
2.1.4. Влияние наносов на интенсивность эрозии	135
2.1.5. Взаимодействия потоков с почвой в области высоких скоростей	143
2.1.6. Влияние ручейковой сети на смыл почвы	150
2.1.7. Эмпирическая (статистическая) модель эрозии почв	154
2.1.8. Стохастическая модель эрозии почв (STOSEM)	173
2.2. Факторы эрозии почв и их географическая изменчивость	185
2.2.1. География факторов эрозии почв.....	185
2.2.2. Пространственно-временная вариабельность и изменчивость факторов эрозии почв.....	190
2.3. Формирование, транспорт и переотложение наносов на склоновых водосборах	210
2.3.1. Формирование наносов на склоновых водосборах.....	210
2.3.2. Соотношение эрозии и аккумуляции наносов на распахиваемых склонах	221
Глава 3. Эрозионно-аккумулятивные процессы в овражно-балочной сети	230
3.1. Механизм и формы проявления овражной эрозии.....	230
3.2. Моделирование овражной эрозии	243
3.3. Факторы оврагообразования и их географический анализ	249
3.4. Зональные особенности овражной эрозии	262
3.5. Формирование, транспорт и переотложение наносов в овражно-балочной сети	275
3.5.1. Условия образования оврагов, эрозионные, денудационные и аккумулятивные процессы в овражно-балочной сети	275
3.5.2. Региональные закономерности перераспределения наносов в овражно-балочной сети.....	284
3.6. Русловые процессы в овражно-балочной сети.....	289
Глава 4. Эрозионно-аккумулятивные процессы в реках (русловые процессы).....	297
4.1. Механизм взаимодействия потока и русла и его отражение в русловом рельефе.....	297
4.2. Формирование грядового рельефа речного русла	303
4.3. Факторы русловых процессов.....	331
4.4. Формы проявления русловых процессов.....	340
4.4.1. Горные и равнинные реки	340
4.4.2. Малые, средние и большие равнинные реки.....	351

4.4.3. Морфодинамические типы русел. Условия формирования и деформации относительно прямолинейных, меандрирующих и разветвленных русел, перекатов и перекатных участков.....	357
4.4.4. Особенности русловых процессов, заиление и деградация малых равнинных рек.....	382
4.4.5. Специфические формы проявления русловых процессов.....	394
4.5. Сток наносов и его отражение в морфологии и динамике речных русел.....	407
4.6. Поймы, их формирование и влияние на русловые процессы.....	422

Глава 5. Эрозионно-аккумулятивные процессы в устьях рек436

5.1. Факторы формирования устьевых подсистем.....	436
5.2. Пространственно-временные масштабы эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек.....	443
5.3. Структура дельтовых разветвлений.....	450
5.4. Формы проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в устьях рек.....	455
5.5. Особенности устьевых эрозионно-аккумулятивных процессов в разных природных условиях.....	462

Глава 6. Взаимодействие различных звеньев эрозионно-русловых систем.....465

6.1. Методология исследований взаимодействий в эрозионно-русловых системах.....	465
6.2. Эрозия почв как фактор формирования стока наносов в эрозионно-русловых системах.....	468
6.3. Перераспределение наносов в верхних звеньях флювиальной сети и его вклад в сток наносов и эрозионно-аккумулятивные процессы на малых реках.....	472
6.4. Флювиальная денудация в эрозионно-русловых системах и сток наносов в реках.....	478
6.5. Аккумуляция наносов на пойме.....	493
6.6. Аккумуляция наносов в устьях рек.....	501

Глава 7. Эволюция эрозионно-русловых систем в условиях значительных изменений природной среды и климата.....506

7.1. Эрозионно-аккумулятивные процессы на склонах в позднем плейстоцене — голоцене.....	506
7.2. Развитие овражно-балочной подсистемы эрозионно-русловых систем в позднем плейстоцене — голоцене.....	512
7.3. Эволюция пойменно-русловых комплексов равнинных рек в позднеледниковье и голоцене.....	527
7.4. Трансформация пойменно-русловых комплексов горных и полугорных рек при значительных изменениях климата.....	549
7.5. Эволюция устьев рек вследствие изменений уровня моря в голоцене.....	558

Глава 8. Эволюция эрозионно-русловых систем в условиях активного земле- и водопользования562

8.1. Эволюция эрозионно-склоновой подсистемы за период сельскохозяйственного использования земель.....	562
8.1.1. Исторический этап освоения земель в эрозионно-русловых системах.....	562
8.1.2. Современная динамика эрозии почв на сельскохозяйственных землях России.....	572
8.2. Эволюция овражно-балочной подсистемы при хозяйственном использовании земель и урбанизации.....	582
8.2.1. Эволюция овражно-балочной сети за период земледельческого освоения.....	582
8.2.2. Овражная эрозия на урбанизированных территориях.....	599
8.3. Антропогенные преобразования речных подсистем эрозионно-русловых систем.....	607
8.3.1. Изменение структуры сети малых рек.....	607
8.3.2. Трансформации русел средних и больших рек.....	621
8.4. Антропогенные изменения устьевых областей рек.....	644

Библиографический список649

Contents700

Contents

Introduction	5
• Main terms and definitions	8
• Formation, history and development prospect of catchment erosion — fluvial systems theory.....	15
Chapter I. Water courses, catchment erosion and fluvial processes and catchment erosion — fluvial systems	20
1.1. Catchment erosion and fluvial processes basics of N.I. Makkaveev and their interpretation.....	20
1.2. Structure of watercourses.....	35
1.2.1. Structure of micro streams network.....	35
1.2.2. Structure of gully network.....	44
1.2.3. Structure of river network.....	53
1.2.4. Fractal geometry of fluvial systems.....	61
1.3. Sediment transport budget in catchment erosion — fluvial systems	69
1.4. Scale effects of water flow and stream energy changes in catchment erosion — fluvial systems	84
1.5. Microbiological flow component in catchment erosion — fluvial systems and role of microorganisms in fluvial processes.....	97
Chapter II. Erosion and deposition processes connected with overland flow (soil erosion).....	109
2.1. Models of soil erosion processes.....	109
2.1.1. Basics of erosion processes modeling.....	109
2.1.2. Mathematical model approaches for soil erosion and hydrophysical model validation	110
2.1.3. Sediment transport equation for overland flow.....	124
2.1.4. Influence of sediments on the erosion processes rate	135
2.1.5. Interaction between watercourses and soil in high energy streams	143
2.1.6. Micro streams network influence on soil losses.....	150
2.1.7. Empirical (statistical) model of soil erosion.....	154
2.1.8. Stochastic model of erosion.....	173
2.2. Erosion factors and their geographical variation	185
2.2.1. Geography of soil erosion factors	185
2.2.2. Spatial-temporal variability of soil erosion factors	190
2.3. Formation, transport and deposition of sediments on hillslope watersheds	210
Chapter III. Erosion and sediment transport in gully network.....	230
3.1. Forms of gully erosion development.....	230
3.2. Simulation of gully erosion.....	243
3.3. Drivers of gully development and their geographical analysis.....	249
3.4. Zonal features of gully erosion.....	262
3.5. Formation, transport and deposition of sediments in gully network	275
3.5.1. Gullies initiation, erosion, denudation and deposition in gullies.....	275
3.5.2. Regional laws for sediment redistribution in gully network	284
3.6. Fluvial processes in gully network	289
Chapter IV. Fluvial processes in rivers (channel processes).....	297
4.1. Interaction mechanisms between watercourse and river bed and its relation with channel topography	297
4.2. Formation of ridge bottom relief of river channel.....	303
4.3. Channel processes factors.....	331
4.4. Forms of channel processes development.....	340
4.4.1. Mountain and plain rivers	340
4.4.2. Small, middle-size and big plain rivers.....	351
4.4.3. Channel patterns types; changes of straight channels, meandering and braided channels, riffle and riffle reaches development.....	357
4.4.4. Features of fluvial processes, silt-filling and degradation of small plain rivers.....	382
4.4.5. Specific forms of channel processes development.....	394

4.5. Sediment flow and its relation to river channel morphology and development.....	407
4.6. Floodplains, their development and influence on channel processes	422
Chapter V. Fluvial processes in river estuaries	436
5.1. Factors of estuarial erosion — fluvial systems formation	436
5.2. Spatial-temporal scales of fluvial processes in river estuaries.....	443
5.3. The structure of deltaic bifurcations	450
5.4. Forms of fluvial processes development in river estuaries.....	455
5.5. Variety of estuarial fluvial processes in different natural conditions.....	462
Chapter VI. Interactions between different parts of catchment erosion — fluvial systems.....	465
6.1. Research methodology of interactions inside catchment erosion — fluvial systems	465
6.2. Soil erosion influence on gully network development.....	468
6.3. Sediment redistribution in the upper reaches of fluvial network and their contribution in river sediment flow	472
6.4. Fluvial denudation in catchment erosion — fluvial systems and river sediment	478
6.5. Sediment accumulation on river flood-plains	493
6.6. Sediment accumulation in river deltas.....	501
Chapter VII. Catchment erosion — fluvial systems development in relation to nature environment and climate changes	506
7.1. Fluvial processes on hillslopes in the Last Pleistocene — Holocene.....	506
7.2. Gully network development in Late Glaciation and in Holocene.....	512
7.3. Evolution of floodplain–channel patterns of mountain and semi-mountain rivers	527
7.4. River deltas changes in relation to changes of climate and levels of intake water bodies	549
7.5. River deltas development due to sea level changes in Holocene.....	558
Chapter VIII. Catchment erosion — fluvial systems development in relation to intensive water and land use	562
8.1. Hillslope fluvial system development during the period of agricultural land use.....	562
8.1.1. Historical stage of land use in catchment erosion — fluvial systems.....	562
8.1.2. Up-to-date changes of soil erosion in agricultural areas of Russia	572
8.2. Gully network development in relation to land use and urbanization	582
8.2.1. Gully network development in the period of agricultural land reclamation	582
8.2.2. Gully erosion on urban territories	599
8.3. Human transformation of river network of catchment erosion — fluvial systems.....	607
8.3.1. Transformation of small rivers network structure.....	607
8.3.2. Transformation of middle-size and big river channels	621
8.4. Transformation of estuarial areas under human activities	644
Reference list	649

ФЗ
№ 436-ФЗ

Издание не подлежит маркировке
в соответствии с п. 1 ч. 2 ст. 1

Научное издание

ЭРОЗИОННО-РУСЛОВЫЕ СИСТЕМЫ

МОНОГРАФИЯ

Под редакцией *Р.С. Чалова* (главный редактор),
В.Н. Голосова, А.Ю. Сидорчука

Оригинал-макет подготовлен в НИЦ ИНФРА-М

ООО «Научно-издательский центр ИНФРА-М»
127282, Москва, ул. Полярная, д. 31В, стр. 1
Тел.: (495) 280-15-96, 280-33-86. Факс: (495) 280-36-29
E-mail: books@infra-m.ru <http://www.infra-m.ru>

Подписано в печать 20.09.2017.

Формат 70×100/16. Бумага офсетная. Гарнитура Newton.

Печать цифровая. Усл. печ. л. 57,71.

Тираж 300 экз. Заказ № 00000

ТК 664329-908010-200917

Отпечатано в типографии ООО «Научно-издательский центр ИНФРА-М»
127282, Москва, ул. Полярная, д. 31В, стр. 1
Тел.: (495) 280-15-96, 280-33-86. Факс: (495) 280-36-29