

М.Л. Копп

МОБИЛИСТИЧЕСКАЯ НЕОТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ Юго-Восточной Европы



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

M.L. Kopp

**HORIZONTAL COMPONENTS
OF RECENT MOVEMENTS
IN PLATFORM
Areas of the Southeastern
Europe**

Transactions, Vol. 552
Founded in 1932



MOSCOW NAUKA 2004

М.Л. Копп _____

МОБИЛИСТИЧЕСКАЯ НЕОТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ Юго-Восточной Европы

Труды, вып. 552
Основаны в 1932 году



МОСКВА НАУКА 2004

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор),

Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *В.Г. Трифонов*,
кандидат геолого-минералогических наук *О.И. Гущенко*

Копп М.Л.

Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. академик Ю.Г. Леонов. – М.: Наука, 2004. – 340 с.: ил. – (Тр. ГИН РАН; Вып. 552). ISBN 5-02-002753-7 (в пер.)

Монография нацелена на решение ряда аспектов фундаментальной проблемы происхождения внутриплитных дислокаций, которые связываются с воздействием на платформу процессов, происходящих на ее активных окраинах. В качестве объекта исследования выбрана платформенная область Юго-Восточной Европы, принадлежащая южной (коллизонной) окраине Евразийской плиты. Основная цель автора – акцентировать внимание на роль слабо изученной горизонтальной компоненты новейших движений. Работа основана на оригинальном материале, существенную часть которого составляют результаты полевых исследований в Окско-Донском районе, Поволжье и Прикаспии. На основе полученных данных делается попытка расшифровать картину согласованных перемещений платформенных блоков и увязать ее с давлением, идущим от Периаравийской коллизонной области. Рассматривается позиция внутриплитных дислокаций в единой динамо-кинематической зональности области давления Аравийской плиты. Критически пересматриваются существующие представления о жесткости Евразийской плиты в кайнозое.

Для специалистов в области платформенной и коллизонной тектоники и структурной геологии.

ТП 2002-I-266

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief),

Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Karyakin, M.A. Semikhatov, M.D. Khoutorskoy

Reviewers:

O.I. Gouschenko, V.G. Trifonov

Kopp M.L.

Horizontal components of recent movements in platform areas of the South-Eastern Europe. – М.: Nauka, 2004. – 340 p. (Transactions of Geological Institute RAS; Vol. 552).

The monograph is to elucidate some aspects of origin of intraplate deformations, which are supposed to proceed under the influence of processes in active margins of platforms. The main object of investigations is the platform area of south-eastern Europe which adjoins the southern (collisional) margin of the Eurasian. The author draws attention to a role of the horizontal component of recent tectonic movements, which has not been studied adequately. The book is based on original material involving results of detailed field observations in the Oka-Don neotectonic basin, the Volga and Peri-Caspian regions, accompanied by mass mesotectonic measurements of fracturing, slickensides and stylolites. On this base the author makes an attempt to reconstruct concerted movements of the platform blocks under the northward pressure from the Peri-Arabian collisional area. The structural position of the intraplate deformations in the general dynamo-kinematic zonation of the Arabian plate pressure area is considered. The revision of existing views on rigidity of the Cenozoic Eurasian plate is made in the book.

For experts in platform and collisional tectonics and structural geology.

ISBN 5-02-002753-7

© Российская академия наук, 2004

© Издательство “Наука” (художественное оформление), 2004

ВВЕДЕНИЕ

В привычном представлении платформенная структура – это мир флексур, субвертикальных сбросов, брахискладок и куполов. Такое ее понимание совершенно объективно, и автор никоим образом не собирается подвергать его сомнению. Тем не менее в предлагаемой вниманию читателей книге делается попытка показать, что на самом деле все это царство вертикальной тектоники есть не более чем верхушка айсберга, в основании которого находится принципиально иной деформационный этаж, где господствуют уже горизонтальные перемещения, а не вертикальные. По мнению автора, причиной возникновения горизонтальных стрессов является то давление, которое оказывают на платформенный фундамент движения и деформации, происходящие на активных окраинах континентальных плит. Поскольку в качестве объекта исследования автор выбрал платформенную область Юго-Восточной Европы, а в более широком плане – всю Северную Евразию, то подразумеваются северная (спредингвая) и особенно южная (коллизийная) окраины Евразийской плиты. Они развивались с палеоцена и олигоцена–миоцена соответственно, и поэтому здесь рассматриваются движения, происходившие на кайнозойском и в первую очередь на новейшем этапе.

Необходимо отметить, что точку зрения, согласно которой коллизийные процессы в подвижных поясах влияют на внутриплитную деформацию соседних платформ, ныне разделяют многие геологи (что подробнее будет рассмотрено в главе 1). Автор одним из первых обратил на это внимание, однако гораздо важнее то, что благодаря поддержке Геологического института РАН и ряда других организаций удалось впервые провести систематические исследования по этой проблеме, включавшие и обширные полевые наблюдения в ряде районов Восточно-Европейской и Скифской плит (Кряж Карпинского, Приволжско-Ергенинский уступ, Доно-Медведицкие, Саратовские и Жигулевские дислокации, Окско-Донской новейший прогиб, свод Общего Сырта и др.).

Подчеркну, что предлагаемая работа является естественным продолжением темы единства кайнозойской деформации всего Евразийского континента, развиваемой автором в течение многих лет. В цикле предшествующих работ, завершившихся изданием монографии [Копп, 1997], горизонтальные перемещения внутри Альпийско-Гималайского коллизийного пояса рассматривались как результат внедрения (индентации) в Евразийскую плиту микроконтинентов – фрагментов Гондваны. Было показано, что поля деформаций, создаваемые каждым из таких микроконтинентов-инденторов (Индостан, Аравия, Апулия), обладают общими чертами независимо от особенностей геологического строения и предыстории развития деформируемой среды. Кроме того, эти поля деформаций занимают огромные площади, выходящие далеко за рамки собственно коллизийного пояса (т.е. распространяются и на соседние платформы), и состоят из одних и тех же деформационно-кинематических зон, закономерно сменяющих одна другую по мере удаления от плиты-индентора.

Таковы основные выводы, касающиеся проблемы происхождения внутриплитных дислокаций, сделанные в предыдущих работах [Копп, 1991а, 1997]. Здесь более пристально рассмотрены особенности строения и деформации периферических зон области динамического влияния Аравийского индентора, или, как автор назвал для краткости, Периаравийской коллизионной области. На юге – в Турции, Иране, на Кавказе – она характеризовалась надвиговым и сдвиговым (чаще в обстановке транспрессии) стресс-режимами, а на севере, т.е. в пределах платформы, как будет показано дальше, – сдвиговым (с акцентом на транстензию) и сбросовым режимами, причем сначала растяжение субширотное, а к северу оно сменяется на субмеридиональное.

Книга никоим образом не претендует на полноту изложения особенностей неотектоники исследованного региона. Вертикальная компонента новейших движений рассмотрена во множестве публикаций, ссылки на них приведены в соответствующих местах. Основная цель автора – акцентировать внимание на слабо изученной горизонтальной составляющей внутриплитных движений кайнозойского (особенно новейшего) этапа. Кроме того, автор ставил следующие частные задачи:

- 1) развитие известных и создание новых методов и приемов изучения горизонтальных движений применительно к условиям платформенной области;
- 2) поиск признаков горизонтальной компоненты новейших движений и деформаций для всех крупных структур рассматриваемого региона, уточнение кинематического типа региональных новейших разрывов и флексур;
- 3) расшифровка согласованных перемещений блоков и попытка создания единой для всего региона геокинематической схемы;
- 4) анализ пространственно-временных соотношений внутриплитных движений и деформаций с таковыми, происходящими на активных окраинах Евразийской плиты, а также разработка общей модели внутриплитного тектогенеза в связи с кинематикой крупных плит и субплит запада современного Евразийского континента.

Для решения этих задач использовались следующие методические подходы: а) обобщение литературных материалов о взбросах, надвигах и пологих сбросах платформенной области, полученных с помощью геологической съемки, бурения и геофизических методов; б) анализ региональных макроструктурных рисунков, свидетельствующих о проявлении глубинных горизонтальных движений прежде всего сдвигового типа; в) дешифрирование материалов дистанционных исследований и специальных цифровых карт рельефа с целью уточнения кинематики новейших разрывов; г) структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур (зеркал скольжения, жил, стилолитов и др.), нацеленное, во-первых, на обоснование кинематического типа крупных флексур и разрывов, а во-вторых, на выяснение структуры регионального поля деформаций; д) геокинематические построения, увязка перемещений блоков и других элементов структуры платформенной области с доменами коллизионного пояса, обладающими разным режимом горизонтальных перемещений; е) выяснение особенностей эволюции кайнозойских горизонтальных движений, а также сопоставление фаз деформаций платформенной области и активных окраин Евразийской плиты.

Монография состоит из трех частей. В первой из них (главы 1, 2 и 3), начинающейся с изложения истории проблемы, кратко суммированы необходимые сведения по позднеальпийской геокинематике Периаравийского (Кавказско-Иранского) сегмента Альпийского пояса, коллизионные события в котором вызвали внутриплитную деформацию соседних платформ. Поскольку методика выявления горизонтальной компоненты новейших движений в пределах платформ слабо освещена в литературе, изложение пришлось предварить описанием

использованных методов (глава 3). Хотя они и основаны на традиционных подходах к изучению структуры складчатых поясов, все же имеют свою специфику для платформ, поэтому здесь можно почерпнуть некоторые новые сведения.

Аналізу природы внутриплитной деформации посвящена вторая (основная) часть, включающая главы 4–10, где рассматриваются горизонтальные движения новейшего этапа для регионов платформенной области Юго-Восточной Европы.

Третья часть начинается с главы 11, где на основе материалов, собранных для всего изученного региона, делается попытка расшифровать картину согласованного перемещения платформенных блоков и увязать ее с давлением, направленным с юга на север от Периаравийского сегмента коллизионного пояса. Рассматривается позиция изученных внутриплитных дислокаций в единой динамо-кинематической зональности области давления Аравийской плиты. Показана существенная роль горизонтального растяжения в образовании дислокаций, приводятся аналогии со строением Байкальской и Рейнской областей внутриплитного рифтогенеза, которые расположены в сходной структурной позиции на периферии других плит-инденторов. Сделан вывод, что платформенный фундамент (и верхняя кора в целом) играет роль передатчика напряжений от коллизионного пояса. Постепенное затухание деформаций вверх, обычно регистрируемое на платформах, объясняется неспособностью затухающего и углубляющегося к северу глубинного горизонтального давления преодолеть вес осадочного чехла. Анализируются и другие вопросы, в частности, влияние горизонтальных движений на вергентность внутриплитных взбросов и флексур сжатия.

Наконец, в главе 12 на основе привлечения более широкого материала по кайнозойской геодинамике всей Восточно-Европейской платформы и сопредельных частей Евразии критически пересматривается существующее представление о жесткости Евразийской плиты в кайнозое. Последняя, по мнению автора, в течение всего этого этапа представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит и блоков, с разной скоростью отодвигавшихся от оси спрединга в Атлантике–Арктике. При этом наибольшее ускорение в этом движении к югу и юго-востоку получали те из них, которые в наименьшей степени сдерживались коллидировавшими с Евразией обломками Гондваны.

Многие разделы настоящего исследования выполнялись совместно с коллегами, любезно предоставившими автору свои материалы. Практически все наши общие результаты уже опубликованы в совместных статьях, ссылки на них приводятся в книге. Неоценимую помощь в изучении трещиноватости Жигулевских и Доно-Медведицких дислокаций оказала доцент геологического факультета МГУ Т.Ю. Тверитинова. Помимо того, что она собрала главную часть мезотектонических данных по вышеуказанным районам, были полезны ее методические советы. Научный сотрудник Геологического института РАН А.И. Иоффе разработал программу, позволяющую синтезировать на компьютере цифровые карты рельефа, оказавшиеся незаменимыми для выявления и установления кинематического типа новейших разрывов. Старший преподаватель геологического факультета МГУ А.А. Зарщиков обобщил литературные данные по строению и истории развития Ергенинского уступа. В сборе и обработке полевого материала по трещиноватости участвовали студенты и аспиранты Е.Ю. Егоров, А.В. Кудашев, В.Е. Вержбицкий, М.Е. Борисов. Их многочисленные, иногда задиристые вопросы способствовали более взвешенной оценке ряда положений работы.

При проведении исследований и в процессе подготовки рукописи к изданию автор пользовался советами Ю.А. Воложа, А.С. Застрожнова, Ю.И. Иосифо-

вой, Н.В. Короновского, А.А. Ландера, М.Г. Леонова, Ю.Г. Леонова, Е.Е. Милановского, Д.П. Найдина, А.М. Никишина, Ю.Г. Ребецкого, К.О. Соборнова, А.И. Трегуба, В.Г. Трифонова, В.Е. Хаина, А.Е. Шлезингера. Особенно плодотворным был регулярный обмен мнениями с О.И. Гущенко, Ю.Г. Леоновым и Л.М. Расцветаевым. О.И. Гущенко взял на себя нелегкую задачу составления с помощью компьютера (по нашим замерам) карт полей деформаций для ряда изученных регионов. В выборе объектов полевых работ помогли геологи Г.М. Воронкова, В.А. Ефремов, В.Н. Зайонц, А.С. Застрожных, Г.С. Китидов, В.М. Ненахов, В.В. Саввин, А.И. Трегуб, В.Ю. Хафулов, Н.М. Яковлев.

В графическом оформлении работы участвовали О.Д. Смирнова, Е.Ю. Егоров и Е.А. Матецкая.

Финансовую поддержку оказали Российский фонд фундаментальных исследований (проекты 96-05-65870, 99-05-65366, 00-05-64513, 00-15-98531, 02-05-64477 и 03-05-64693), Международная программа "Peri-Tethys" (грант 95-96-41), Федеральная межотраслевая программа интеграции высшего образования и науки и Федеральная программа научных школ (проект НШ-1982. 2003. 5).

Я глубоко благодарен всем перечисленным коллегам и организациям. Отдельно выражаю признательность директору Геологического института РАН академику Ю.Г. Леонову, по инициативе и при прямой поддержке которого проводились настоящие исследования.

Глава I

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Точка зрения о том, что некоторые валлообразные структуры и зоны складок Восточно-Европейской платформы (например, Донбасс, а также Жигулевские и Доно-Медведицкие дислокации, Окско-Цнинский вал) могли образоваться в результате отражения орогенических событий в соседних складчатых поясах Урала и Кавказа, появилась очень давно [Архангельский, 1919, 1923; Карпинский, 1922; Мазарович, 1937; Милановский, 1940; Павлов, 1887]. Однако все высказывания такого рода, будучи основаны главным образом только на фактах одновозрастности и параллелизма тех или иных структур платформы складчатым поясам ее обрамления, имели предположительный характер и в эпоху господства фиксистских взглядов были прочно забыты. Возобладало представление, согласно которому валы, флексуры и купола, развивающиеся в пределах платформенной области, образуются исключительно за счет процессов внутри последней [Белоусов, 1954; Оффман, 1945; Шатский, 1937, 1945, 1948; и мн. др.], вне какой-либо связи со сжатием соседних складчатых поясов (да и сам факт такого сжатия часто подвергался сомнению). Роль, по существу, единственного структурообразующего фактора отводилась вертикальным движениям (“клавишным” перемещениям блоков фундамента, а также диапиризму), горизонтальные же движения могли проявляться только локально и как функция последних (например, боковое давление воздымающихся блоков и диапиров на свои стенки, гравитационное разваливание валов и горстов, сжатие дна прогиба при его прохождении через хорду и т.п.).

Между тем уже давно поступают геолого-съемочные и буровые данные, свидетельствующие о том, что новейшая структура Скифской плиты, Поволжья и Прикаспия формировалась не без участия горизонтальных сжатия и растяжения.

Так, еще в конце XIX – первой трети XX веков были откартированы плиоцен-четвертичные грабены около Камышина [Милановский, 1940; Мазарович, 1937; Павлов, 1896; Шатский, 1922], и, хотя обычно их трактуют как результат вертикального проседания Прикаспийской синеклизы, довольно пологий (50–70°) наклон сбросов допускает присутствие компоненты горизонтального растяжения. С другой стороны, требовал объяснения механизм образования детально изученных к тому времени внутриплитных зон смятия (Доно-Медведицкой, Саратовской, Керенско-Чембарской, Донецкой¹ и др.). Последние образованы асиммет-

¹ Традиционно считалось, что складчатость Донбасса возникла в результате позднегерцинско-раннекиммерийских движений. Однако в последние годы было обстоятельно доказано, что она гораздо моложе и формировалась в две фазы: ларамийскую и позднеальпийскую [Стовба, Стифенсон, 2000]. Поэтому Донецкое складчатое сооружение правомочно рассматривать в кругу кайнозойских структур, являющихся предметом настоящего исследования.

ричными линейными складками с довольно крутыми крыльями, кое-где осложненными взбросами и надвигами, и поэтому их возникновение трудно представить без участия горизонтальных напряжений. Учитывавшие эти обстоятельства геологи пытались связать возникновение подобных зон с динамическим воздействием со стороны Кавказа и Урала в палеозое [Архангельский, 1923, 1940; Карпинский, 1919]. Несмотря на то что установленный ныне молодой (постмеловой, а в ряде мест постэоценовый) возраст вышеуказанных структур уже не позволяет соотносить их с герцинским или киммерийским тектогенезом, в методологическом аспекте подобные предположения сохраняют свое значение и до сих пор. Однако исследователи фиксистой школы, полностью исключавшие возможность какого-либо бокового сжатия рамы складчатой зоны, предлагали варианты автономного складкообразования. Так, появилась концепция коробления осадков при прохождении дна прогиба (в процессе его проседания) через хорду геоида [Косыгин, Магницкий, 1948; Магницкий, 1946]. Допуская факт образования складок посредством бокового изгиба, эта концепция, по мнению ее авторов, позволяла обойтись без горизонтального сужения бортов прогиба.

Важная для нашей темы буровая и геофизическая информация появилась в 50–60-х годах прошлого века в связи с расширением поисков нефти и газа в Поволжье и Прикаспии. Был весьма убедительно доказан бурением Жигулевский взброс [Грязнов, Силонов, 1961; Долицкий, Берман, 1961], который некоторые исследователи рассматривают как пологий надвиг [Лобов и др., 1974]. В лежащем крыле разрыва оказались деформированными не только палеозойские и мел-эоценовые слои, но в какой-то степени и плиоценовые (акчагыльские). Примерно тогда же был разбурен глубинный взброс аналогичного возраста под Елшанско-Сергиевской флексурой (Саратовские дислокации) [Машкович, 1970]. Факты такого рода наряду с материалами геофизики дали основание для предположений о региональном глубинном надвигании в Поволжье [Лобов, Кавеев, 1975], что, однако, тогда не получило единодушной поддержки. Зато несколько позже появились многочисленные свидетельства о наличии глубинных (идущих от фундамента) взбросов и надвигов на самом востоке Восточно-Европейской платформы, около Предуральяского прогиба [Казанцев, Казанцева, 2000, 2001; Камалетдинов и др., 1979; Трофимов, 1993; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Ю.В. Казанцев, В.А. Романов, 1998 г.; М.А. Камалетдинов и др., 1998 г.]. По данным описавших их исследователей, надвигание развивалось в несколько этапов и особенно усилилось в конце перми–начале триаса – что позволяет связать его с давлением герцинского Урала. Вместе с тем, по данным бурения, многие надвиги (в Туймазинском, Уфимском районах и др.) деформируют плиоценовые отложения. В некоторых работах [Казанцев, Казанцева, 2001; Камалетдинов и др., 1979; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990] констатируется факт существенной ремобилизации глубинных надвиговых структур в новейшее время. По мнению авторов [Казанцев, Казанцева, 2000, 2001; Ю.В. Казанцев, В.А. Романов, 1998 г.], разрывы прорезают весь осадочный чехол, и все наблюдаемые на поверхности крупные платформенные валы и флексуры развиваются над глубинными надвигами.

В Прикаспийской впадине и на севере Скифской молодой платформы, где глубинное бурение пока не достигло фундамента, существенное значение имеют данные сейсморазведки. В последнее время появилось много свидетельств о глубинных надвигах в районе Общего Сырта и Оренбургского вала [Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Макаров и др., 1985; Светлакова, 1993; Яхимович,

1996]. Горизонтальный срыв осуществлялся здесь по нескольким горизонтам: по подошве платформенного чехла, кровле сильно дислоцированных пород ордовика, залегающих в ядре Оренбургского вала, и по подошве кунгурских солей. По мнению А.Г. Татарина и др. (1975), сильно дисгармоничная структура последних не могла возникнуть без латерального перетока в поле горизонтального сжатия. Следовательно, главное надвигание произошло после ранней перми, но при этом в работе [Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990] допускается альпийский возраст заключительной деформации. В статье [Волож и др., 1997] на основании анализа сейсмических разрезов приводятся свидетельства послемелового растяжения на западе и сжатия (с надвигами) на востоке Прикаспийской впадины, в области Актюбинского Приуралья, правда, то и другое связывают с соляной тектоникой, а не с региональными тектоническими напряжениями. Появились свидетельства (основанные пока только на геофизических материалах) о глубинном альпийском надвиге под Манычской флексурой Кряжа Карпинского [Sobornov, 1995]. По данным Ю.Н. Кальнова с соавторами (1995), в подошве верхней коры в этом районе присутствуют многочисленные субгоризонтальные отражающие площадки (структуры “reflectivity”), которые указанные авторы отождествляют с горизонтами срыва. Это дало основание предположить, что все продольные разломы чехла южного фланга Кряжа Карпинского представляют собой взбросы и надвиги, постепенно выполаживающиеся на глубине порядка 10 км.

В более широком масштабе существенную роль субгоризонтальных отражающих площадок на уровне нижней коры и в подошве верхней коры Восточно-Европейской и Скифской платформ отметил Ю.Г. Леонов [Леонов, 1991]; это явление он трактует как результат вызванной горизонтальными напряжениями тектонической расслоенности платформенной литосферы и автономного скольжения разных ее горизонтов. Способность платформенной коры передавать напряжения на большие расстояния была наглядно проиллюстрирована Ю.К. Шукиным [Шукин, 1996], который проследил особенности распространения через Восточно-Европейскую платформу сейсмических волн от крупных землетрясений, идущих от очагов в Альпийском поясе. Оказалось, что эти волны образуют сходящиеся под углом протяженные полосы, фиксирующие “сферы влияния” Карпат и Кавказа.

Серию интересных работ о глубинных горизонтальных движениях Русской плиты опубликовал Р.Н. Валеев [1970, 1977 и др.], установивший резкие смещения (с амплитудой до нескольких десятков километров) линейных магнитных аномалий протяженными сдвигами. Хотя этот автор считает, что указанная деформация произошла главным образом в конце докембрия – начале фанерозоя и связывает ее с этапом формирования авлакогенов (рифей), он же приводит факты отражения многих сдвигов в осадочном чехле, свидетельствующие об омоложении последних в более поздние эпохи.

Помимо материалов геологической съемки, бурения и геофизики о наличии горизонтальной компоненты новейших движений свидетельствуют определения параметров новейшего и современного поля напряжений (и деформаций). Среди этих данных большое значение имеют результаты массовых замеров в полевых условиях мезоструктур сколового типа, прежде всего зеркал скольжения, а также жил и стилолитов.

Так, уже довольно давно установлено, что на Северо-Кавказской моноклинали и в соседнем Северном Предкавказье (в Минераловодском районе и др.), представляющими собой вовлеченную в орогенез южную часть Скифской плиты, развиты, по сути, те же мезоструктурные парагенезы, что и в горной части

Большого Кавказа; те и другие свидетельствуют о формировании структуры в обстановке субмеридионального сжатия и субширотного, а также субвертикального растяжения [Расцветаев, 1987, 1989; Расцветаев и др., 1987]. Специфика поля деформаций Предкавказья – здесь существенно большую роль играют мезоструктуры растяжения и сдвига, тогда как на Большом Кавказе лучше представлены мезоструктуры сжатия, в том числе содвиги, образующиеся при расплющивании стенок субвертикальных трещин [Леонов и др., 2001; Расцветаев, 1991]. Субмеридиональное направление главного сжатия установлено и для Донецкого складчатого сооружения, соответственно Северо-Донецкий надвиг, как оказалось, имеет правосдвиговую компоненту [Корчемагин, Емец, 1987; Korchemagin et al., 1996; Sim et al., 1999]. Подчеркну, что трещиноватость там замеряли не только в палеозойских, но и в меловых породах, что показывает кайнозойский (новейший?) возраст деформации. В работе [Korchemagin et al., 1996] показана новейшая активизация в качестве правых сдвигов ряда крупных внутриплитных разрывов северо-западного простирания на Туранской плите и в Донбассе.

Ю.Г. Леонов [Леонов, 1995] обобщил все известные к середине 90-х годов результаты определений новейшего (по замерам трещиноватости) и современного (по измерениям в горных выработках) полей напряжений. Оказалось, что ориентировка оси главного сжатия в существенной мере зависит от того, насколько близко конкретная точка замеров находится от той или иной границы Восточно-Европейской платформы: та ее область, которая расположена непосредственно к северу от Альпийского пояса, находится в обстановке субмеридионального сжатия, около же Балтийского щита ось сжатия принимает северо-западное простирание, перпендикулярное направлению оси спрединга в Северной Атлантике–Арктике. Аналогичные ориентировки современных стрессов приведены в работе А.Ф. Грачева с соавторами [Новейшая тектоника..., 2000].

Уже в самые последние годы, параллельно с мезотектоническими наблюдениями автора и его коллег в пределах Поволжья и Прикаспия (результаты будут приведены далее), глубокие исследования в данном направлении были проведены группой О.И. Гущенко для Московского региона [Гущенко и др., 1999]. Оказалось, что даже здесь, в самом центре Восточно-Европейской платформы, существенное значение имеют поля деформаций, характеризующиеся субгоризонтальной ориентировкой главных осей. Следы скольжения замерялись в каменноугольных известняках, и поэтому эти авторы осторожно называют деформацию посткаменноугольной. Разработанная ими методика компьютерной сепарации трещин по возрасту² позволила установить непрерывный временной ряд палеонапряжений (который, видимо, естественно соотносить с единым циклом тектогенеза), состоящий из шести фаз деформирования. При этом наиболее молодой (последняя фаза) парагенез трещиноватости, по мнению О.И. Гущенко [Гущенко и др., 1999], наилучшим образом согласуется с картиной выраженных в современном рельефе линейных элементов и соответственно должен иметь новейший (или даже

² Данная методика является новаторской и, возможно, имеет большие перспективы. Однако именно в силу своей новизны она не успела пройти широкую апробацию среди специалистов, а сама возможность датировки трещин путем использования только компьютерных операций (без наблюдения возрастных соотношений мезоструктур в обнажениях) требует серьезного подтверждения. Поэтому выводы О.И. Гущенко и его коллег [1999], касающиеся выделения фаз деформации, приходится приводить с оттенком некоторого сомнения. Вместе с тем для целей нашего исследования важно, что замеренная совокупность мезоструктур убедительно свидетельствует о преобладании горизонтальной компоненты деформации, включая сдвиг и взброс.

четвертичный, вплоть до современного) возраст. Судя по приведенной в цитируемой работе карте поля напряжений этой деформационной фазы, ось растяжения вблизи Москвы направлена меридионально, и только на самом юге Московского региона, около Тулы, она принимает субширотное простирание – что, заметим, совпадает и с результатами наших независимых мезотектонических наблюдений непосредственно к востоку от Тулы, в районах Воронежа и Липецка, а также в Среднем и Нижнем Поволжье. Поле деформаций с субширотным направлением оси удлинения (и субмеридиональным – оси укорочения) характерно и для ряда более древних из выделенных О.И. Гуценко с коллегами деформационных фаз. Кроме того, обращает на себя внимание, что в целом (для всего цикла деформации) преобладает ортогональная (меридиональная – широтная) ориентировка главных осей деформации, хотя их конкретное содержание меняется со временем в результате переиндексации: например, меридиональное сжатие замещается меридиональным же растяжением. Это, на мой взгляд, не противоречит региональному альпийскому полю субмеридионального сжатия (хотя бы в сравнении со стрессами, генерируемыми осью спрединга в Северной Атлантике – Арктике, которые должны иметь диагональное – северо-западное – направление), хотя прямо его и не доказывает. Вместе с тем указанные авторы, учитывая современную субмеридиональную ориентировку главного растяжения (и субширотную – главного сжатия) для большей части Московского региона, связывают такую картину распределения напряжений не с альпийской коллизией, а с направленным к западу давлением со стороны Волго-Уральской антеклизы, усиливавшимся со временем [Гуценко и др., 1999].

Имеются попытки определить поле напряжений и по данным дешифрирования топографических карт и материалов космических съемок [Николаев, 1994; Сим, 1991, 1996; Sim et al., 1999]. В работах [Сим, 1996; Sim et al., 1999] приведена карта неотектонического поля напряжений (деформаций) для всей Восточно-Европейской платформы. В той части последней, которая является здесь предметом детального рассмотрения (Окско-Донская равнина, Поволжье, Прикаспий), ось сжатия ориентирована субмеридионально, и, как будет показано дальше, эти результаты принципиально совпадают с нашими. Вместе с тем сопоставление тех и других представляется довольно сложным. Необходимо отметить, что хотя основанные на данных дешифрирования результаты определения поля деформаций могут представлять определенный интерес, но методическая основа их получения вызывает массу вопросов, ибо в указанных публикациях с известными структурными рисунками сравнивается графический узор линейных элементов (и кольцевых структур [Николаев, 1994]), природа, возраст и кинематика которых (если они таковую вообще имеют), как это очевидно, страдают известной неопределенностью. Например, с типовой инфраструктурой зон скалывания [Гзовский, 1975] сопоставляется рисунок эрозионной сети [Сим, 1996; Sim et al., 1999], и при этом остается непонятным, почему некоторые из небольших долин считаются сдвигами, а другие раздвигами. Если же неясна кинематика тех элементов, которые образуют интегральный структурный рисунок, то и интерпретация последнего остается под вопросом. С другой стороны, в перечисленных работах не делается никакой попытки проанализировать ансамбли, образуемые реально существующими и неоднократно описанными в литературе крупными новейшими структурами.

В некоторых случаях горизонтальная компонента новейших движений установлена по особенностям морфоструктуры. Так, в работах [Копп, 1998; Копп и др., 1999б; Корр et al., 1997] было обращено внимание на вытянутую конфигурацию в плане и резкий перекосяк в поперечном сечении как форм рельефа, так и вы-

раженных геологически новейших структур (валов и блоков) Среднего Поволжья и Тамбовского бассейна – что позволяет сравнить морфоструктуру области с рельефом типа “бассейнов и хребтов”, развивающимся в рифтовых областях. При этом поперечная асимметрия, характерная для таких систем наклонных блоков, указывает на антитетическое вращение по плоскостям листрических разрывов, способное возникнуть именно при растяжении (а не при строго вертикальном перемещении крыльев крутых сбросов). Преобладающую меридиональную ориентировку удлиненных блоков мы связывали с субширотным растяжением, которое вызвано направленным к северу внедрением Аравийской плиты [Копп, 1998; Корр et al., 1997]. Долготное направление главных долин Окско-Донского прогиба (как признак субширотного растяжения, связанного с давлением Аравии) указывалось и в работах [Макарова и др., 1999, 2002; Суханова, 2000].

Следует отметить, что морфоструктурный анализ, как и упоминавшееся выше дешифрирование линементов и кольцевых структур, тоже не всегда бывает однозначен. Например, антитетические перекосы блоков в вертикальном сечении могут возникать не только при растяжении, но и, наоборот, при сильном сжатии – в результате поворота надвиговых чешуй к вертикали. Таким образом, чтобы установить характер геодинамической обстановки, создавшей такую асимметрию, приходится привлекать независимые данные. Тем не менее степень неопределенности здесь существенно меньше, ибо вместо чисто геометрических плановых рисунков, создаваемых элементами неясной природы, в данном случае анализируются реальные блоки, ограниченные новейшими разрывами (с очевидным направлением хотя бы вертикального смещения) и обладающие определенным поперечным профилем.

Наконец, проблема оценки того влияния, которое оказывают процессы в подвижных поясах на формирование внутриплитной структуры соседних платформ, решалась путем анализа структурных связей тех и других, общности мегаструктурного рисунка и одновозрастности движений.

Точка зрения о единстве альпийской деформации всей Евразии восходит к трудам Э. Аргана [1935], где орогенная структура континента трактуется как система глубинных складок, амплитуда которых убывает с юга на север по мере ослабления давления от вдавливающихся в Евразию фрагментов Гондваны. Более широкую фактическую основу эти предположения приобрели после работ А.В. Пейве и его коллег по глубинным разломам Центральной Азии [Буртман и др., 1963а, б, и др.], где показано, что сдвиги Альпийско-Гималайского пояса продолжаются далеко на север от него в пределы Туранской плиты и Казахского мелкосопочника. П. Молнар и П. Таппонье сравнили конфигурацию сети новейших сдвигов Азии с теоретическим рисунком траекторий максимальных касательных напряжений, возникающих при вдавливании штампа в пластичный материал [Tarponnier, Molnar, 1976]. Таким образом, представление о непрерывности альпийской деформации всего континента (как альтернатива жесткости его главной северной части) получило физическое выражение.

О преимущественно пластическом характере деформации Евразии свидетельствует и проведенный мною анализ геокинематических структурных рисунков Альпийско-Гималайского коллизионного пояса [Копп, 1991а, 1997], установивший существенную роль явлений выжимания, течения и изгиба коровых масс в горизонтальной плоскости. Горизонтальные перемещения внутри Альпийско-Гималайского коллизионного пояса рассматриваются как результат внедрения в Евразийскую плиту фрагментов Гондваны. При этом поля деформаций, создаваемые каждым из таких микроконтинентов-инденторов (Индостаном, Аравией, Апулией), обладают общими чертами независимо от особенностей

геологического строения и предыстории развития деформируемой среды. Кроме того, эти поля занимают огромные площади, выходящие далеко за рамки собственно коллизионного пояса, т.е. распространяются на соседние платформы и состоят из одних и тех же деформационно-кинематических зон, закономерно сменяющих одна другую по мере удаления от плиты-индентора. Было отмечено, что зоны крупнейших неотектонических поднятий на северных платформах находятся на простирании наиболее выдвинувшихся к северу блоков Альпийско-Гималайского пояса (рис. 1).

А.М. Никишин с соавторами, развивая представление Э. Аргана [1935], представили новейшую структуру платформ Евразии как систему глубинных мегаскладок основания (“литосферных складок”), субпараллельных крупным продольным зонам соседних коллизионных поясов, либо, как в Средней Азии, непосредственно продолжающих эти зоны [Nikishin et al., 1997]. Это обстоятельство, равно как и приблизительно одинаковые горизонтальные размеры и амплитуды платформенных литосферных складок, их линейная конфигурация, параллелизм друг другу и ритмичное расположение в пространстве позволили указанным авторам сделать вывод, что эти складки образовались при горизонтальном сжатии. В пределах интересующего нас района на картах, представленных в работе [Nikishin et al., 1997], в качестве таких новейших мегаскладок сжатия трактуется Кряж Карпинского, субширотного простирания, и находящиеся к северу от него субмеридиональные мегантиклинали и мегасинклинали (Окско-Донской прогиб, Приволжское поднятие, Заволжский прогиб). Как будет показано дальше, наблюдения автора и его коллег полностью подтверждают компрессионный характер Кряжа Карпинского; что же касается природы остальных структур, образование которых А.М. Никишин и его коллеги связывают с субширотным сжатием (создавшим также и новейший Урал), то, по нашим данным, они образовались, напротив, при субширотном растяжении.

Во всех последних примерах вывод о том, что коллизионные процессы влияют на формирование внутриплитной неоструктуры соседних платформ, сделан исходя из крупных особенностей структуры и поля деформаций коллизионных поясов. Некоторые исследователи анализировали данную проблему с другой стороны, концентрируя внимание на закономерностях строения и эволюции самих внутриплитных дислокаций.

Е.Е. Милановский [1983, 1987] обратил внимание на то обстоятельство, что практически все крупные валы и зоны складчатых дислокаций Восточно-Европейской платформы приурочены к древним (рифейского или среднепалеозойского заложения) авлакогенам. Кроме того, на основании синтеза имевшихся тогда данных (к сожалению, неполных из-за плохой сохранности кайнозойских осадков) он отметил, что указанные внутриплитные структуры формировались главным образом в ларамийскую тектоническую фазу, с омоложением в более позднее время – т.е. в целом одновременно с коллизионными событиями в кавказском пересечении Альпийского пояса. Отсюда был сделан логичный вывод, что инициируемое последними сжатие распространилось далеко на север в пределы платформенной области и стало причиной смятия осадков в авлакогенах. Соответственно последние в таком аспекте предстают как ослабленные зоны, оказавшиеся способными к деформации в кайнозое [Милановский, 1983, 1987]. Примерно в те же годы стал очевиден факт интенсивного раннеальпийского сжатия всех авлакогенов Западной Европы, обстоятельно рассмотренный с разных позиций в специальном выпуске журнала “Tectonophysics” в 1987 г. При этом лучшая сохранность кайнозойских осадков позволила достаточно точно датировать время внутриплитной деформации рубежом позднего мела и палео-

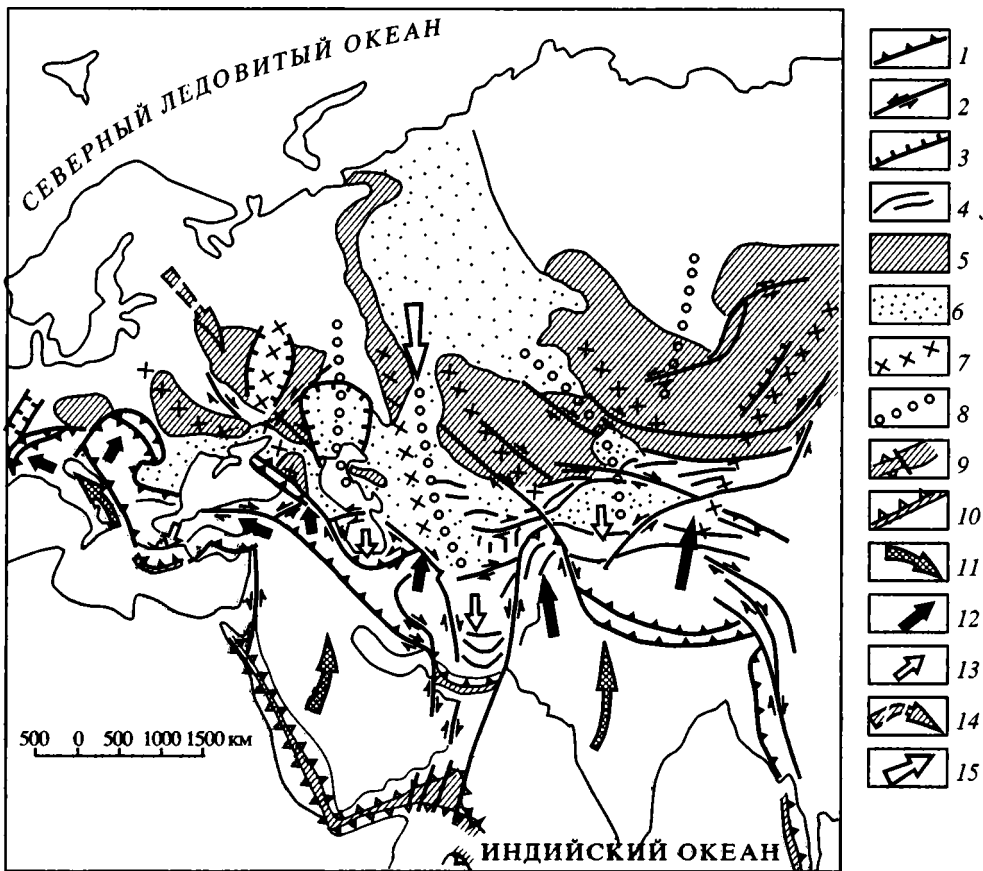


Рис. 1. Отражение коллизионных деформаций Альпийско-Гималайского пояса в особенности новейшей структуры платформ Евразии [Копп, 1991а, 1997]

1 – взбросы, надвиги и покровы (вершины треугольников – по падению сместителей); 2 – сдвиги; 3 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 4 – оси складок и мегаскладок; 5, 6 – области платформ, вовлеченные: 5 – в пологое поднятие, 6 – в пологое опускание; 7, 8 – оси пологих новейших: 7 – поднятий, 8 – опусканий; 9 – оси спрединга; 10 – зоны субдукции; 11 – направления перемещения гондванских микроконтинентов-инденторов (по отношению к Евразии); 12 – направление северного (по отношению к Евразии) перемещения главных блоков, выжатых инденторами; 13 – направление южного (по отношению к Альпийско-Гималайскому поясу) компенсационного перемещения блоков; 14 – направление предполагаемого перемещения Восточно-Европейской субплиты относительно Атлантической оси спрединга; 15 – направление предполагаемого перемещения Западно-Сибирско-Туранской субплиты относительно Арктической оси спрединга

Fig. 1. Reflection of collisional deformations of the Alpine-Himalayan belt in neotectonic structure of Northern Eurasia platforms [Kopp, 1991a, 1997]

1 – thrusts and nappes; 2 – strike-slip faults; 3 – normal faults; 4 – axes of folds and megafolds; 5 – platform area involved into gentle neotectonic uplift; 6 – the same, involved into gentle subsidence; 7 – axes of gentle neotectonic rises; 8 – axes of neotectonic submerges; 9 – spreading; 10 – subduction; 11 – directions of Gondwanian microcontinent-indenters motion relative to Eurasia; 12 – northward (relative to Eurasia) motion of major blocks squeezed out by indenters; 13 – southward (relative to the Alpine-Himalayan belt) compensational motion of blocks; 14 – supposed movement of the East European subplate relative to the Atlantic spreading zone; 15 – supposed movement of the West Siberian-Turanian subplate relative to the Arctic spreading zone

цена (ларамийская фаза) и сопоставить ее с началом формирования орогена Альп [Ziegler, 1987].

Факт альпийской “встряски” всех авлакогенов Европы, как Западной, так и Восточной, – неоспоримый аргумент в пользу кайнозойского сжатия последней. Это стало ориентиром для многих исследователей внутриплитной тектоники, однако возникает сомнение: насколько правомочно приписывать сжатие динамическому воздействию только с юга, со стороны Альпийского коллизионного пояса, как сделано в цитированных выше работах? По мнению автора, встречное давление (или хотя бы противодействие) мог оказывать спрединговый хребет в Северной Атлантике–Арктике, от которого европейская часть Евразийской плиты двигалась почти навстречу ее южному краю, подталкиваемому коллизионным поясом к северу [Копп, 1999в].

Особенно трудно установить южный источник действовавшего давления для той группы авлакогенов, ремобилизация которых завершилась к началу палеогена (авлакогены Западной Европы, Куяво-Поморский вал, Донбасс). Ларамийский возраст главного воздействия коллизионных деформаций на платформенную структуру вообще вызывает серьезные сомнения. Хотя начальная коллизия Апулии с Евразией действительно относится к середине–концу мела, вплоть до конца эоцена в Альпах еще сохранялись широкие бассейны с утоненной корой (Валезский и Бриансонский) [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993; Ricou, Siddans, 1986], которые должны были защищать платформенную область Западной Европы от прямого давления индентора. Они окончательно захлопнулись только на рубеже эоцена–олигоцена, что совпадает со временем роста современных Альп, возникновения Рейнского грабена и расчленения рельефа Западной и Центральной Европы [Bergerat, 1983; Illies, 1975]. Аналогичная ситуация отмечена и для Кавказско-Анатолийского региона: офиолитовые коллизионные швы возникли там еще на границе мела–палеогена, однако на севере вплоть до середины миоцена сохранялось Большекавказское окраинное море, которое в ларамийскую фазу лишь дополнительно углубилось без каких-либо признаков сжатия, а постепенно зарастать (по краям) начало только в эоцене–олигоцене [Копп, Щерба, 1998]. Попытки показать значительную роль ларамийских движений для Скифской и Восточно-Европейской платформ [Nikishin et al., 1997, 1999] представляют несомненный интерес, однако полностью убедительными они выглядят пока только для Донбасса [Стовба, Стефенсон, 2000] и Приазовья [Попков, 2001; Попович, 1998]. Что касается других приуроченных к авлакогенам зон послемеловых деформаций, то там либо явно преобладают постэоценовые движения (Доно-Медведицкие, Саратовские, Жигулевские дислокации), либо вообще невозможно оценить относительный вклад ларамийской и позднеальпийской эпох складчатости из-за отсутствия кайнозойских осадочных образований (Окско-Цнинский, Керенско-Чембарский и Сухоно-Солигаличский валы).

Учитывая изложенное, можно предположить, что очевидная ларамийская активизация авлакогенов Западной–Центральной Европы и Донбасса была вызвана не столкновением гондванских блоков с Евразией, а скорее, произошедшим на границе мела–палеогена вспарыванием океанского рифта в Северной Атлантике и Арктике и начавшимся отодвиганием Евразийской плиты к юго-востоку. Последнее в условиях сжатия и недостатка пространства на юге – в Альпийском поясе – могло вызвать коробление чехла платформ [Копп, 1996, 1999в]. Главная же эпоха собственно коллизионных деформаций платформенной области к северу от Кавказа и Копетдага, отражающая стадию жесткой коллизии блоков Альпийского пояса, началась существенно позже: в постэоце-

новое время, а вероятнее всего, – в неогене. На Мангышлаке складчато-надвиговые внутриплитные дислокации этой эпохи проявились в олигоцене–раннем миоцене [Попков, 1991; Попков, Жданов, 1991], а на Скифской плите, в пределах Кряжа Карпинского, они начались в раннем миоцене, но особенно сильными были в позднем миоцене–квартере [Копп, 1999а, 2000]. Несколько запаздывающее развитие внутриплитных дислокаций области к северу от Кавказа связано с более поздним закрытием Большекавказского остаточного бассейна по сравнению с таковыми Копетдага и Ирана [Копп, 1997], что в свою очередь было вызвано особенностями кинематики Аравийской плиты (см. главу 2).

Главный предмет настоящей работы составляют именно эти – позднекайнозойские (неоген-четвертичные) – внутриплитные дислокации, ответственные за формирование современного рельефа платформ Юго-Восточной Европы и происходившие синхронно с жесткой коллизией и покровообразованием на Кавказе и Копетдаге [Копп, 1997, 2000б]. Однако в заключительной главе книги, где рассматривается проблема фрагментации всей Евразийской плиты в кайнозой, будет привлечен материал и по ларамийским внутриплитным структурам.

Таким образом, рассмотренные литературные данные, несмотря на их некоторую разноречивость, убедительно доказывают, что на кайнозойскую структуру платформ Юго-Восточной Европы (и всей Европы в целом) интенсивно воздействуют процессы, происходящие на активных окраинах Евразийской плиты. Об этом свидетельствуют как черты самих внутриплитных дислокаций (их структура, ориентировка тензоров деформации, возраст, выражение в рельефе), так и гораздо более общие особенности (кайнозойское смятие всех авлакогенов, происходившее одновременно с фазами раскрытия Арктической оси спрединга и с коллизией в Альпийском поясе; трассирующиеся на платформы сдвиги коллизионного пояса; общая структурно-кинематическая зональность областей индентации и др.). Можно констатировать, что примерно к началу–середине 90-х годов сложилось научное направление, пытающееся найти общие причины деформации платформ и окружающих их подвижных поясов.

Вместе с тем следует сказать и то, что, судя по многим публикациям в научных журналах (во всяком случае, отечественных), эта концепция пока еще не завоевала широкого признания, а некоторые специалисты высказывают и резонные сомнения, касающиеся, например, возможности передачи напряжений на столь большие дистанции [Короновский, Демина, 1999]. Имеются противоречия, как мы показали, и среди сторонников данного представления: это касается, в частности, методов изучения поля напряжений, датировки самих структур, доли ларамийских и позднеальпийских движений в суммарной кайнозойской деформации авлакогенов, а также степени унаследованности последней от палеозойских структур. Неясными остаются пространственное положение северной границы зоны динамического влияния Аравийского индентора и способы ее идентификации. Слабо исследованы структурообразующая роль (на севере Восточно-Европейской платформы) давления оси спрединга Северной Атлантики–Арктики и его соотношение со встречным давлением Альпийского коллизионного пояса. Вызывает вопросы природа Уральского новейшего орогена и его структурная позиция по отношению к полям деформаций Альпийского пояса и оси спрединга.

Все эти вопросы автор ставил при проведении исследований, выполнявшихся в составе группы сотрудников Геологического института РАН, а также коллег с геологического факультета МГУ под общим руководством академика Ю.Г. Леонова [Леонов и др., 2001].

Совершенно очевидно, что многие неясности и противоречия проистекают от того, что горизонтальная компонента внутриплитных деформаций платфор-

менной области Юго-Восточной Европы, по существу, не изучалась должным образом, особенно в полевых условиях. Соответствующие сведения, приведенные в нашем обзоре, несмотря на чрезвычайную важность (например, буровые и геофизические данные о надвигах), фрагментарны и чаще всего получены в результате работ прикладной направленности (это, разумеется, несколько не уменьшает их значения для интересующей нас фундаментальной темы). Систематический же анализ горизонтальной компоненты новейших движений в пределах такого крупного региона, каким является платформенная область Юго-Восточной Европы, до сих пор не проводился, поэтому работа, выполненная автором и его коллегами, является первым опытом в данном направлении. Возможность планомерно изучать большую территорию обеспечила необходимое пространство для применения анализа геокинематических структурных рисунков [Копп, 1997] и позволила охарактеризовать все главные тектонические элементы последней массивными замерами мезоструктур, давшими представительную картину поля деформаций.

Глава 2

ОРОГЕННАЯ ГЕОКИНЕМАТИКА ПЕРИАРАВИЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ОБЛАСТИ

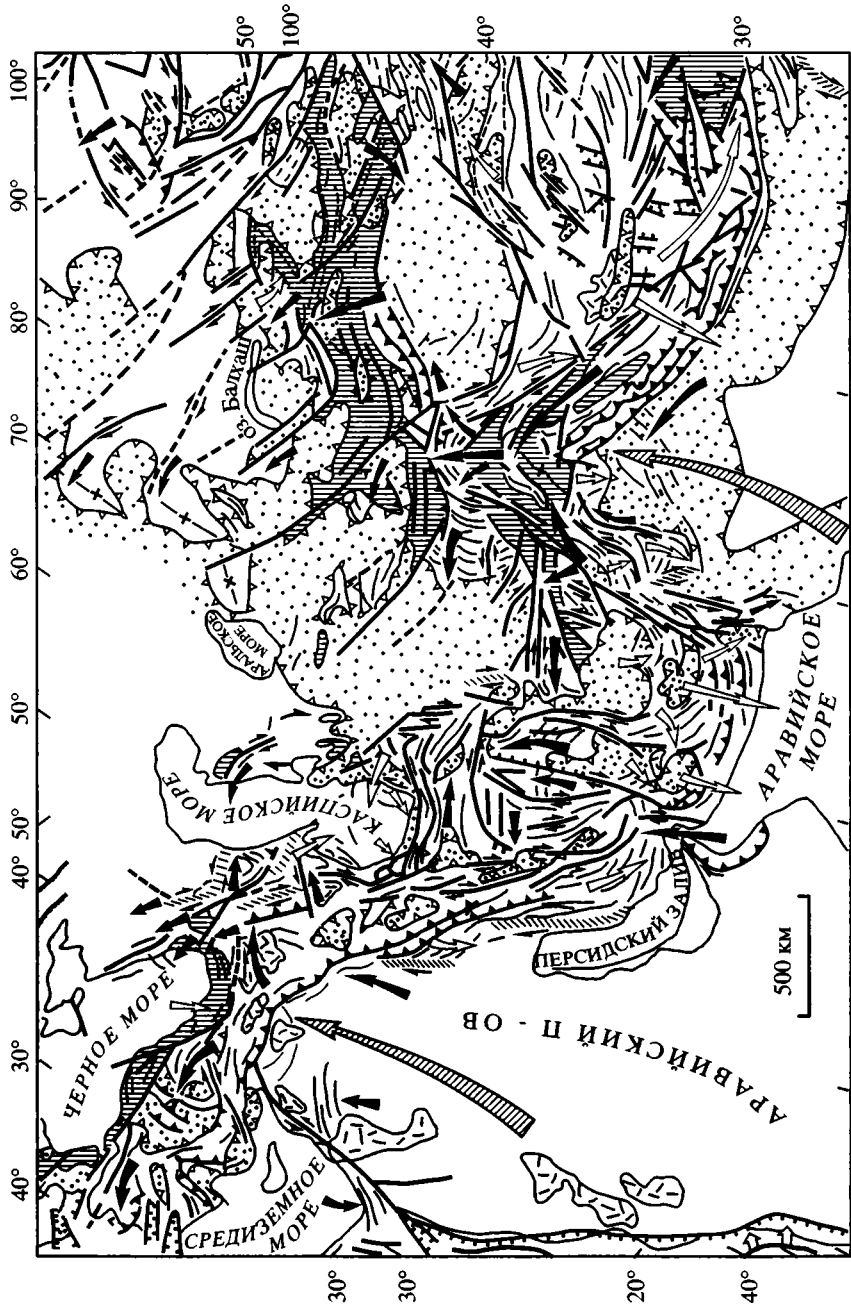
Подробный анализ орогенных горизонтальных перемещений Периаравийского, или Кавказско-Иранского, сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса содержится в предыдущих работах [Копп, 1991а, 1997]; здесь же акцентированы только те их главные особенности, учет которых необходим для понимания природы новейшей структуры северного платформенного обрамления последнего (рис. 2).

2.1. ОБЩАЯ ДЕФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

По отношению к внедряющейся по горизонтали плите (в данном случае это Аравийская плита) здесь, как и в других сегментах Альпийско-Гималайского пояса [Копп, 1997], можно выделить две основные кинематические области: область внедрения плиты-индентора, где происходит нагнетание и скупивание материала (внутренняя), и область разгрузки – латерального выжимания и вторичной аккумуляции материала (внешняя).

Внутренняя область индентации включает фланговые сдвиговые зоны (Левантинско-Чорохскую левостороннюю и Аден-Мангышлакскую правостороннюю) с синтетическим типом вращения крыльев и соединяющую их область фронтального скупивания, которая представлена мегантиклинориями Тавра и Загроса вместе с прилегающими участками Кавказа и Ирана.

Фланговые сдвиги. *Левантинско-Чорохская левосдвиговая зона* на своем главном отрезке представлена Левантинским трансформным разломом (горизонтальная амплитуда до 100 км [Freund et al., 1970]) и ассоциирующей с ним зоной пластической деформации [Копп и др., 1994, 1999а]. Сдвиг ориентирован почти меридионально и в целом сопровождается синтетическим подворотом



структур, образующих так называемую Сирийскую дугу [Krenkel, 1941] – грандиозную горизонтальную флексуру, облекающую Аравийскую платформу с запада, что многие авторы связывают с продвижением последней к северу. По палеомагнитным данным [Ron et al., 1984], в западном крыле сдвига блоки вращались против часовой стрелки попутно с левосторонним скашиванием.

Находящаяся к востоку Аравийская плита испытывала неоднородные внутриплитные деформации, в существенной мере связанные с изменением конфигурации Левантинского сдвига. В своей главной южной части последний плавно выгибается к востоку, что свидетельствует о вращении против часовой стрелки восточного (аравийского) крыла разлома с полюсом в районе Ливии [Garfunkel, 1981]. Такая геометрия линии сместителя при левостороннем движении обеспечивает свободное пространство на востоке, что выражается в полном отсутствии здесь структур сжатия и даже, напротив, в некотором растяжении, фиксируемом небольшими полями базальтов. Севернее, в районе Ливана, прямо на простирании Пальмирского авлакогена линия сдвига испытывает резкий излом, который можно объяснить искривлением поля напряжений из-за пересечения клина рыхлых осадочных отложений [Копп и др., 1994]. В кинематическом отношении это изгиб задерживающего типа, где должно развиваться сжатие, и именно этим объясняют возникновение мегантиклиналей Ливана и Антиливана [Quennel, 1984; Freund et al., 1970].

Однако около этого препятствия Аравийская плита испытывала не только коробление в вертикальной плоскости, но и изгибалась по горизонтали [Копп и др., 1994], вследствие чего возникла аномально расширенная около излома зона простого левостороннего сдвига в Пальмиридах и базальтовом плато Джебель Эд Друз (Друз аш Шама), которая включает ветвящиеся левые сдвиги меридионального–северо-восточного простирания (*R*-сколы), субширотные правые сдвиги (*R*₁-сколы), эшелонированные складки и надвиги северо-восточного простирания и, наконец, сбросы и раздвиги (цепочки базальтовых вулканов и дайки) северо-западной ориентировки. Ряд признаков строения этого структурного ансамбля свидетельствует о вращении блоков против часовой стрелки в соответствии с региональным левым сдвигом. К северу от вышеохарактеризованного излома линия Левантинского сдвига выравнивается и зона внутриплитного левостороннего скашивания моментально сходит на нет, однако сдвиг приобретает пологую выпуклость уже в обратном (западном) по отношению к южному сегменту направлении, как бы подгибаясь около Альпийского пояса, – что вы-

Рис. 2. Геокинематическая карта центральной части Альпийско-Гималайского пояса для неогена–квартера, составленная по материалам изучения структурных рисунков [Копп, 1991а]

1–3 – структуры сжатия: 1 – линии простирания складок (*a* – альпийских, *b* – активизированных в альпийскую эпоху); 2 – неотектонические поднятия; 3 – взбросы и надвиги; 4–6 – структуры сдвига: 4 – сдвиги, 5 – широкие зоны простого сдвига, 6 – то же, без отчетливых границ; 7–9 – структуры и области растяжения: 7 – оси спрединга, 8 – сбросы, 9 – районы проявления орогенного вулканизма; 10 – орогенные впадины; 11 – направления смещения и поворота блоков-видеторов; 12, 13 – направления латерального выжимания масс: 12 – по отношению к “стабильной” Евразия, 13 – по отношению к соседним блокам коллизионного пояса; 14 – оси пологих платформенных поднятий

Fig. 2. Geokinematic map of central part of the Alpine-Himalayas collisional belt for the Neogene-Quaternary, compiled from the results of the studying of structural patterns [Kopp, 1991a]

1–3 – compression structures: 1 – trend of folds (*a* – alpine, *b* – active in Alpine epoch); 2 – neotectonic megaanticlines; 3 – thrusts; 4–6 – wrench structures: 4 – strike-slip faults, 5 – broad simple shear zones; 6 – the same, of indistinct limitation; 7–9 – extension structures and areas: 7 – spreading axes, 8 – normal faults, 9 – areas of manifestation of orogenic volcanicity; 10 – molasse basins; 11 – direction of the blocks-indenters displacement and rotation; 12, 13 – direction of lateral extrusion of rock masses: 12 – refer to “stable” Eurasia, 13 – refer to neighbouring blocks within the collisional belt; 14 – axes of gently sloping intraplate rises

зывает антитетический поворот его восточного крыла с образованием складок северо-западного простирания. По палеомагнитным данным [Трифонов и др., 1991], здесь происходило вращение уже по часовой стрелке, а не против, как в остальных участках трансформной зоны. На северном продолжении Левантинского разлома находятся домен плиоцен-четвертичных левых сдвигов западного ограничения Малого Кавказа и левые сдвиги Дагестана [Копп, 1997; Короновский, 1994; Короновский, Демина, 1999].

Вся эта зона левосдвиговых деформаций вдоль западной границы Аравийской плиты сформировалась в неогене–квартере. Вначале, в раннем–среднем миоцене, возникла широкая зона скашивания и поднятия на месте будущего разлома, тогда как последний образовался несколько позже (в позднем миоцене–квартере) и при этом последовательно распространялся с юга на север [Копп и др., 1999а; Трифонов и др., 1991; Bartov et al., 1980].

Аден-Мангышлакская правосдвиговая зона, в отличие от вышеохарактеризованной, гораздо четче выражена внутри коллизионного пояса, пересекая его целиком; ее прослеженная длина достигает 3000 км. На самом юге эта зона совпадает с рифтовой границей Аравийской плиты, будучи выражена в эшелонированном расположении сбросов, ограничивающих впадину Красного моря–Аденского залива, и цепочек базальтовых вулканических центров неогенового возраста в прилегающей части Аравии. В структуре дна Аденского залива разделенные трансформными разломами сегменты рифта образуют правоуклисный ряд. Однако далее к северу правый сдвиг уходит от восточной границы Аравийской плиты к западу, где он развивается вдоль второстепенного, с плейтктонической точки зрения, но при этом весьма существенного реологического раздела континентальной и океанической коры, выраженного в рельефе континентальным склоном. Находившаяся к западу от этой линии утолщенная кора Аравийского континента действовала как штамп на прилегающую часть коллизионного пояса, вызывая в нем сильные деформации. Главная же плитная граница представлена здесь океаническим разломом Оуэн, преимущественно левосдвиговой кинематики (Индо-Австралийская плита обгоняла Аравийскую в их общем движении на север). Заключенная между двумя сдвигами разного знака микроплита Макрана–Аравийского моря перемещалась к югу относительно двух последних.

На Аравийском отрезке ориентировка рассматриваемой правосдвиговой зоны плавно меняется с юго-запада на северо-восток от запад-северо-западной до широтной и северо-восточной, а в районе Омана составляющие ее сдвиги, ограничивающие одноименную мегантиклиналь с выходом мел-палеоценовых офиолитов в ядре, имеют уже меридиональное простирание. В пределах Ирана и Копетдага ориентировка разрывов меняется от меридиональной до северо-западной и, таким образом, Аден-Мангышлакская зона в целом имеет форму дуги, плавно выгибающейся к востоку (см. рис. 6, Б). Подобная конфигурация зоны, наряду с ее большей протяженностью и лучшей выраженностью в пределах коллизионного пояса по сравнению с западной зоной левых сдвигов, соответствует представлению о повороте Аравийской плиты против часовой стрелки, только полюс вращения вдоль такой сильно изогнутой границы должен располагаться существенно восточнее такового, определенного по кривизне современного Левантинского сдвига (и находящегося на западе Средиземноморья) [Garfunkel, 1981] примерно в районе Синайского полуострова [Копп, 1997].

В пределах коллизионного пояса рассматриваемая фланговая зона проходит вдоль разломов, ограничивающих с запада и востока Лутский блок, затем выходит на Копетдаг и далее даже на Туранскую плиту, где правосдвиговая дефор-

мация выражена в кулисном расположении мегантиклиналей Туаркыра, Капланкыра и Мангышлака и в некоторых особенностях строения Каратауского разлома.

Основная структура Аден-Мангышлакской зоны в Омане, Восточном Иране, Копетдаге и на Скифской плите была сформирована в раннем миоцене (савская и штирийская фазы) [Копп, 1997]. Тем не менее горизонтальные перемещения по правым сдвигам продолжают до сих пор, определяя фокальные механизмы многих землетрясений [Jackson, Mackenzie, 1984].

Зона фронтального скупивания прежде всего представлена складчатыми сооружениями Загроса и Тавра, надвинутыми на Аравийскую платформу и характеризующимися землетрясениями с механизмами сжатия в очаге [Jackson, 1992; Jackson, Mackenzie, 1984; Mohajer-Ashjai et al., 1985]. В районе Тавра, расположенного непосредственно впереди выдававшегося к северу Аравийского выступа Афроаравийского континента, покровообразование началось раньше всего – в конце эоцена–олигоцене (пиренейская и особенно савская фазы) [Bocchetti, Manetti, 1988; Sengör et al., 1981]. Для сравнения, позднекайнозойские структуры Внутреннего Загроса заложились только в савскую фазу и интенсивно достраивались в раннем–среднем миоцене (штирийская фаза складчатости) [Bina et al., 1986; Tittul et al., 1983].

Помимо надвиговой, в формировании структуры рассматриваемой зоны активную роль играла сдвиговая составляющая деформации.

Загрос представляет собой систему сильно асимметричных (в плане) структурных дуг разного порядка с длинными юго-западными и короткими, сильно отогнутыми к северу юго-восточными крыльями. Детальный анализ структурного рисунка [Копп, 1991а, 1997] показывает, что вся эта система дуг возникла в результате антитетических подворотов (против часовой стрелки) их юго-восточных флангов правыми сдвигами Оманской линии, т.е. за счет продольного изгиба в горизонтальной плоскости. Тем не менее окончательное оформление конфигурации дуг произошло при участии поперечного изгиба – за счет гравитационного затаскивания сорванного чехла Аравийской платформы в глубокую впадину Месопотамского прогиба и Аравийского моря, о чем свидетельствует, во-первых, последовательное увеличение в данном направлении степени кривизны дуг и, во-вторых, наличие в их тылу продольной грабенообразной депрессии Гавкуни.

Интересной и не до конца разгаданной представляется орогенная геокинематика нагорий Армении и Центрального-Восточного Ирана, где нагнетание материала сложным образом сочеталось с его выжиманием по латерали. Наряду с общим коллизийным утолщением коры до 45–50 км здесь имеются места ее резкого утонения (35–37 км) и, помимо надвиговых, широко распространены сдвиговые и даже раздвиговые механизмы землетрясений [Jackson, Mackenzie, 1984; Mohajer-Ashjai et al., 1985].

Наиболее отчетливо эти противоречия проявляются в структуре треугольного блока Центрального-Восточного Ирана. С одной стороны, здесь встречаются зоны сильного сжатия и метаморфизма, но там же имеются и глубокие грабенообразные депрессии с признаками растяжения коры, например, впадина Дешт-и-Лут, ограниченная с запада и востока субмеридиональными правыми сдвигами Аден-Мангышлакской фланговой зоны. Присутствие разрывов одного и того же знака с обеих ее сторон уже давно приводило исследователей к мысли о повороте Лутского блока против часовой стрелки [Сборщиков и др., 1981; Wellman, 1966] вокруг полюса в центре блока. Однако меньшая амплитуда сдвигов к западу от блока по сравнению с таковой на

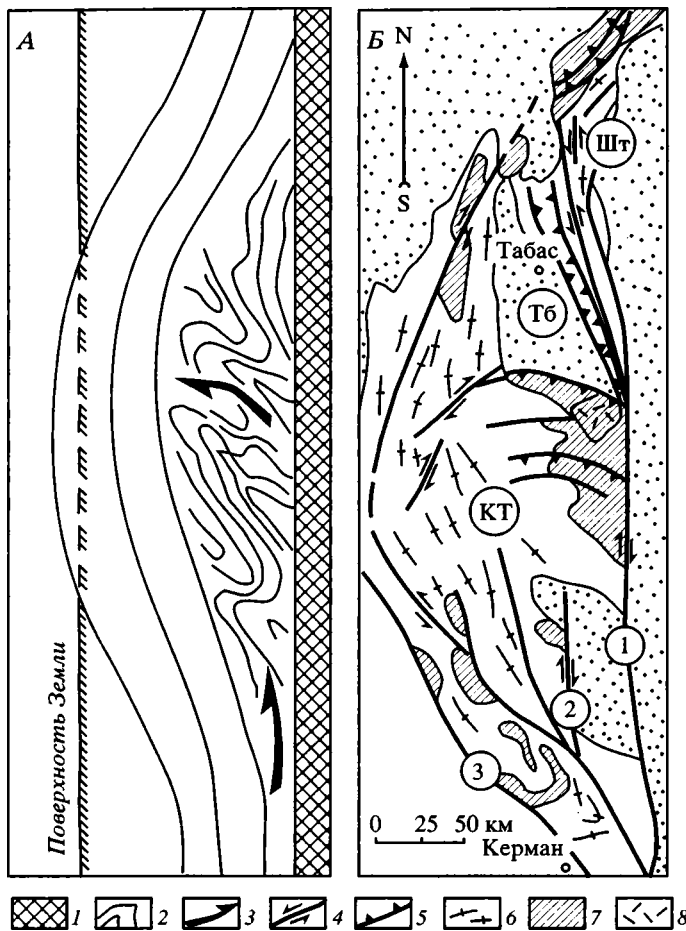


Рис. 3. Сравнение структуры вертикальных и горизонтальных диапиров: А – вертикальный диапир (принципиальная схема: вертикальный разрез, повернутый на 90°); Б – структурная схема Керман-Табасской зоны (Восточный Иран) – “горизонтальный диапир”

1 – фундамент; 2 – стратиграфические слои; 3 – направление нагнетания пластичных пород; 4 – сдвиги; 5 – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 6 – оси складок; 7 – мегантиклинали, сложенные палеозойско-триасовыми осадочными отложениями в ядре; 8 – плиоцен-четвертичные вулканиды; КТ – Керман-Табасская зона, Т6 – Табасский рамповый грабен, Шт – антиклинорий Шотори. Сдвиги (цифры в кружках): 1 – Найбенд, 2 – Гавк, 3 – Кухбенан

Fig. 3. Structure of vertical and “horizontal” diapirs: A – Vertical diapir (well-known general scheme, vertical section turned at 90°); B – “Horizontal diapir” (structure of the Kerman-Tabas unit of East Iran)

1 – basement; 2 – bedding; 3 – direction of supercharging of ductile rocks; 4 – strike-slip faults; 5 – thrusts (apexes of triangles point to fault plane dipping); 6 – fold axes; 7 – megaanticlines formed by Paleozoic-Triassic sediments; 8 – Pliocene-Quaternary volcanics; КТ – Kerman-Tabas unit, Т6 – Tabas ramp, Шт – Shotori anticlinorium. Strike-slips (encircled figures): 1 – Naiband, 2 – Gavk, 3 – Kukhbenan

востоке [Копп, 1997] скорее согласуется с предположением, что он поворачивался не сам по себе, а вместе со всем Центральным-Восточным Ираном, подталкиваемым вращающейся в том же направлении Аравийской плитой. Другая возможная причина меньшей амплитуды сдвигов к западу от Лутского блока – недостаток пространства в связи с большей близостью к Эльбурсскому пережиму треугольного блока Центрального-Восточного Ирана. В силу этого

правостороннее смещение происходило в условиях “структурной тесноты” и приводило к нагнетанию масс в результате всестороннего сжатия. Этим, в частности, объясняется возникновение выгнутой к западу Керман-Табасской складчатой дуги, которую можно сравнить со сводом диапировой складки (если, разумеется, ее перевернуть в горизонтальную плоскость), подпираемым разбухающим ядром (рис. 3). Нагнетание материала и субширотное сжатие в данном районе лучше всего проявляются в структурном рисунке доплиоценовых отложений [Копп, 1997], тогда как плиоцен-четвертичные смещения по разломам часто характеризуются обратным знаком и больше свидетельствуют о субширотном растяжении, нежели сжатии [Seismotectonic map..., 1982].

Внешняя область индентации. Периферическая зона внедрения Аравии характеризуется структурными рисунками, связанными с продольным удлинением рассматриваемого сегмента складчатого пояса и латеральным выжиманием материала. Ближе к индентору удлинение реализуется в форме сдвигообразования, а на удалении формируются сбросы и концентрическая цепочка глубоких новейших впадин: Восточно-Черноморской, Южно-Каспийской и Лутской. В составе данной области, как и в зонах влияния других плит-инденторов [Копп, 1991а, 1997], выделяются осевая и две краевые зоны.

Краевые зоны представлены доменами антитетических сдвигов, надстраивающих (в самом первом приближении) синтетические сдвиговые зоны западного и восточного флангов Аравийского микроконтинента-индентора. Так, на простирании Левантинского левого мегасдвига оказываются правые сдвиги Анатолии и Западного Кавказа, а правые сдвиги Оманской линии упираются в левые Восточного Эльбурса и Западного Копетдага. При этом знак вращения блоков внутри доменов синтетических и антитетических сдвигов, определяемый палеомагнитными данными или, в случае их отсутствия, по особенностям структурного рисунка, одинаков: против часовой стрелки – на западе и по часовой стрелке – на востоке внешней области индентации.

Западная краевая зона включает домен антитетических правых сдвигов Западного Ирана, Талыша, Кавказа и Турции, ориентировка которых с востока на запад меняется от субмеридиональной до субширотной. Наибольшей протяженности, амплитуды и выраженности они достигают на самом западе, и Северо-Анатолийский разлом в каком-то смысле является их наиболее совершенным выражением. На востоке же домена (Малый Кавказ, Талыш) антитетический характер правых сдвигов выражен хуже. Они ориентированы поперек структурного плана и характеризуются синтетическими подворотами структурных элементов. Однако по мере приближения к Большому Кавказу сдвиги постепенно искривляются, приобретая диагональное (северо-западное) и даже продольное – запад-северо-западное – простирание. Это сопровождается ветвлением разрывов и появлением антитетических подворотов их западных крыльев, где структуры развернуты почти поперек структурного плана [Копп, 1989]. Одна из наиболее заметных поперечных структур такого рода – новейшее поднятие Дзирульского массива, компенсирующее смещение юго-западного крыла наиболее крупной здесь Центрально-Кавказской правосдвиговой зоны [Копп, 1989; Расцветаев, 1973] и являющееся своего рода кавказским аналогом Чаткало-Кураминского свода, который составляет динамопару с Таласо-Ферганским сдвигом. Важно подчеркнуть, что как Дзирульский, так и Чаткало-Кураминский блоки выжимались к северо-западу, будучи ограничены сдвигом лишь с одной стороны (“полублоковый” тип латерального выжимания, развивающийся в стесненных условиях, и ввиду отсутствия сдвига другого знака с противоположной стороны полублока, предполагающий необходимость вращения последнего

около единственного имеющегося сдвига [Копп, 1991а, 1997]). В западном направлении, т.е. ближе к флангу зоны внедрения, роль левых сдвигов усиливается и латеральное выжимание принимает почти “блоковый” характер (выжимаемый участок ограничен с двух сторон разнознаковыми сдвигами сопоставимой амплитуды). И все-таки даже Анатолия, к которой это относится в наибольшей степени, сохраняет черты полублока: ограничивающий ее на севере Северо-Анатолийский правый сдвиг по амплитуде в 4–5 раз превышает Восточно-Анатолийский левый (90–100 и 10–20 км соответственно [Rotstein, 1984; Sengör et al., 1982]); противочасовое вращение Анатолийского блока надежно доказано палеомагнитным методом (R. van der Voo, цит. по [Буртман, 1984]).

Правые сдвиги развивались в среднем миоцене–квартере. При этом Северо-Анатолийский разлом обнаруживает существенно большую активизацию в плиоцен-четвертичное время по сравнению с таковыми на Кавказе и Талыше, которые иногда запечатываются акчагыльскими отложениями и прерываются в местах их пересечения левыми сдвигами [Копп, 1989, 1997]. Исключение представляют правые сдвиги Куринско-Южнокаспийского региона (Ленгезиз-Сальянский и Алятский), смещающие верхнеплиоцен-четвертичные отложения [Копп, 1979, 1985; Курдин, 1987].

Восточная краевая зона охватывает домен левых сдвигов (северо-восточного – широтного простирания) Восточного Ирана и Копетдага, имеющих существенно предплиоценовый возраст. Антитетический характер этих разломов лучше всего ощущается на Эльбурсе и Западном Копетдаге, где ограничиваемые ими блоки сильно (до 30–35°) развернуты по часовой стрелке относительно генерального структурного плана. Для Западного Копетдага такое вращение доказано и палеомагнитным методом [Bazhenov, 1987]. Все это означает, что Эльбурс и Западный Копетдаг испытали продольное удлинение в ходе деформации. Однако далее к востоку крупнейшая в домене Шахрудская левосдвиговая зона, симметричная по структурному положению Северо-Анатолийскому правому сдвигу, существенно отличается от него набором признаков, характерных уже для синтетических разрывов [Копп, 1991а, 1997]: плавным разворотом структурных линий субпараллельно простиранию зоны, значительной шириной и поперечным сжатием. Если учесть еще, что сопряженный с Шахрудским и находящийся на противоположном фланге Туркмено-Хорасанской дуги Копетдагский правый сдвиг является преимущественно антитетическим, то тогда окажется, что последняя, если и испытывала какое-либо вращение, то только против часовой стрелки. В любом случае можно сказать наверняка, что продольный к складчатому поясу тектонический транспорт здесь уступает место поперечному выдвиганию Туркмено-Хорасанской дуги к северу и северо-западу. Кроме того, не вполне определена и кинематическая характеристика разрыва Дорунех – другого крупного разрыва в рассматриваемом домене: левосдвиговые смещения по нему соседствуют со взбросовыми и даже правосдвиговыми [Berberian, 1976; Wellman, 1966]. При этом весьма вероятно наложение деформаций: левосдвиговые лучше выражены в сейсмодислокациях и в смещениях плиоцен-четвертичных складок, а если обратиться к структурному рисунку мезозойско-эоценовых отложений, то он указывает уже на противоположный – правый – сдвиг [Копп, 1997]. В последнем случае разрыв Дорунех легче вписывается в общий структурный рисунок Восточного Ирана, образованный нагнетанием материала по правосдвиговой зоне восточного фланга Аравии и сопровождающим это нагнетанием вращением блоков против часовой стрелки.

Можно, таким образом, констатировать, что, в отличие от западной краевой зоны, в восточной существенно хуже проявились продольный к коллизион-

ному поясу тектонический транспорт и боковое (в данном случае – к востоку) выжимание материала. Существенное значение они имели только на Эльбурсе и Западном Копетдаге, тогда как к востоку от них основное движение блоков было направлено с юга на север, с возможным поворотом к северо-западу. Скорее всего, такая продольная асимметрия внешней области индентации Аравии была связана с отсутствием на востоке необходимого пространства для приема выжатых масс (которое экранировалось более мощной зоной динамического влияния Индостана) и, напротив, с наличием свободного места на западе в виде реликтовых геодинамических убежищ Южного Каспия, Черного моря и бассейна Леванта.

Заканчивая рассмотрение обеих краевых зон, необходимо отметить еще один важный элемент южной части каждой из них: ограниченные поперечными синтетическими сдвигами, сильно вытянутые к югу и надвинутые в этом направлении дуги Восточного Тавра (с продолжением на Кипре) на западе и Макрана на востоке. Особенности их структурного положения и кинематики приводят к выводу, что они образованы противотоками материала, выжимаемого в промежутки между соседними микроконтинентами-инденторами [Копп, 1979; Tarponnier, 1977].

Осевая зона внедрения включает Южно-Каспийскую межгорную впадину и, более условно, Кавказ. Некоторая неопределенность в проведении ее западной границы обусловлена широтой понимания природы зоны. Если к ней относить область проявления наиболее мощного надвигообразования и орогенеза, то это, безусловно, должен быть Кавказ, который, кстати, находится прямо напротив Аравийского выступа. Однако автор, которого в данном случае больше интересует сдвиговая составляющая деформации, в качестве осевых зон внедрения плит-инденторов (или “осей растекания”) рассматривает участки наибольшего проявления тектонической денудации, откуда начинаются расходящиеся в обе стороны по латерали потоки выжатого материала, и которые выражены симметрично расходящимися сдвигами разного знака и пережимками коллизийного пояса – вероятными деформационными шейками. Например, в зоне давления Индостана такая ось растекания проходит через район сужения Тибетского плато на западе (“водораздел” между симметрично расходящимися к западу и востоку правыми и левыми сдвигами), Таримскую впадину на участке ее максимального расширения по меридиану, вершину выпуклой к северу Тяньшанской дуги и далее трассируется на Зайсанскую и Уренгойскую новейшие впадины, причем последняя находится уже в пределах платформенной области. При таком подходе высокие и сильно сжатые орогены Памира и Наньшаня оказываются на флангах зоны внедрения, где происходит не выжимание, а нагнетание выжатого материала.

Соответственно в Периаравийской коллизийной области главная ось растекания идет от Эльбурского пережима плато Центрального–Восточного Ирана (откуда симметрично расходятся вышеохарактеризованные правые и левые сдвиги) на наиболее широкую по меридиану и при этом особенно глубокую западную часть Южно-Каспийской впадины, затем – на вершину выгнутой к северу дуги Апшеронского порога (эмбрионально развитый аналог Тянь-Шаня?) и еще далее, вероятно, на меридиональную цепочку остальных каспийских впадин.

К существенным элементам строения осевой зоны внедрения на севере относятся субмеридиональные сбросы, обращенные к центру Южно- и Средне-Каспийской котловин. На востоке – это серия ступенчатых сбросов Западного Копетдага и Западно-Туркменской впадины существенно предакчагыльского

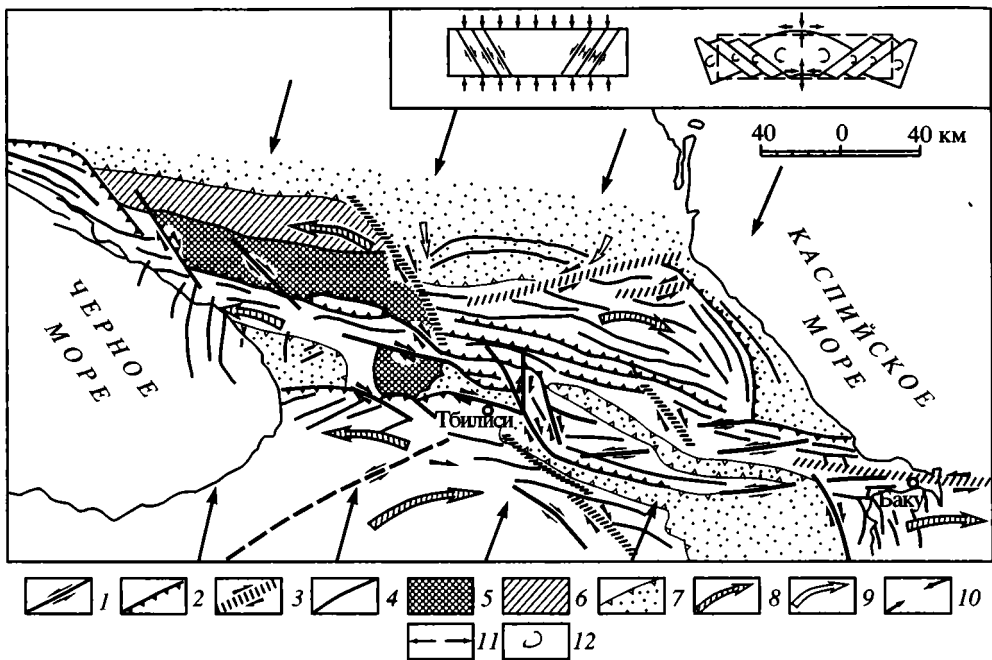


Рис. 4. Геокинематическая карта Большого Кавказа для позднего миоцена–квартера (на врезке – принципиальная модель деформации) [Копп, 1997]

1 – сдвиги; 2 – надвиги; 3 – широкие зоны простого сдвига; 4 – оси складок; 5 – палеозойское ядро Большого Кавказа; 6 – Северо-Кавказская моноклинали; 7 – молассовые впадины; 8 – главные направления латерального выжимания и перемещения блоков; 9 – то же, второстепенные; 10–11 – направления горизонтального: 10 – сжатия, 11 – растяжения; 12 – направления поворота блоков вокруг вертикальной оси

Fig. 4. Geokinematic map of Greater Caucasus. Inset shows a conceptual model of strain [Копп, 1997]

1 – strike-slip faults; 2 – thrusts and reverse faults; 3 – horizontal simple shear zones; 4 – fold axes; 5 – Paleozoic basement of Greater Caucasus; 6 – North Caucasus monocline; 7 – molasse basins; 8 – directions of lateral extrusion and regional block movement; 9 – direction of local block movement; 10–11 – orientation of horizontal compression; 11 – orientation of horizontal extension, 12 – direction of block rotation

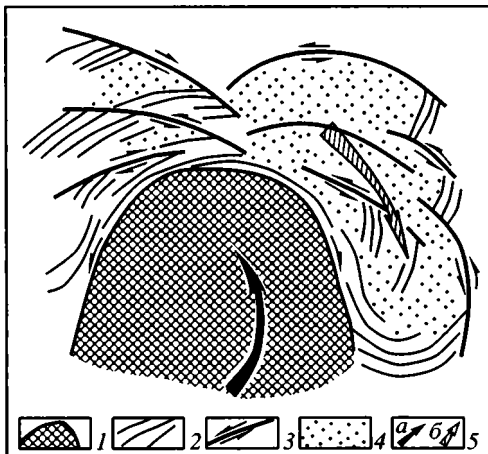
[Копп, 1971, 1997], а кое-где и предсреднемиоценового [Ятченко, 1966] возраста, а на западе – многочисленные плиоцен-четвертичные сбросы, развившиеся вдоль осевых линий складок Бакинского архипелага, предакчагыльский Самурский разлом и уступы на восточном погружении Ставропольского свода (“Сулакская линия” И.О. Брода, Георгиевско-Буденновский сброс [Белоусов, Энман, 1999] и др.). Нужно подчеркнуть, однако, что в том же Южно-Каспийском регионе широко распространены и субмеридиональные структуры сжатия – складки и даже надвиги (по данным сейсморазведки, устное сообщение Ю.А. Воложа), взаимоотношения которых со сбросами еще не до конца изучены. По мнению автора [Копп, 1997], меридиональные структуры растяжения в Южном Каспии более древние (преимущественно допозднеплиоценовые) по сравнению с таковыми сжатия, которые формировались главным образом в позднем плиоцене–квартере в связи с латеральным выжиманием материала из Кавказского и Копетдагского синтаксисов [Копп, 1979]. Очевидно, выжимание было направлено в уже существовавшее тогда геодинамическое убежище. Молодые правые и левые сдвиги, способствовавшие такому перемещению, хорошо выражены в структуре Копетдага и Большого Кавказа соответственно. На по-

Рис. 5. Структурный рисунок, связанный с вращательным движением блока-индентора (эффект “зубчатой передачи”, или эффект сопряженных разнонаправленных поворотов). Принципиальная схема (план) [Копп, 1997]

1 – блок-индентор; 2 – структуры сжатия; 3 – сдвиги; 4 – области растяжения; 5 – направления поворотов: а – блока-индентора, б – деформируемой плиты (целиком или ее прилегающей к индентору части)

Fig. 5. Schematic structural pattern resulted from the indenter rotation (“tooth gear” effect) [Копп, 1997]

1 – block-indenter; 2 – compressional structures; 3 – strike-slip faults; 4 – areas of extension; 5 – directions of rotation of block-indenter (a) and deformed block (b)



следнем, являющемся элементом западной краевой зоны внедрения, левые сдвиги наложились на правые, и в совокупности те и другие обусловили сложную нарезку блоков в виде линз – мегабудинаж в горизонтальной плоскости [Копп, 1991, 1997] (рис. 4), свидетельствующий о продольном удлинении Кавказа как к западу, так и к востоку.

Резюме. Подчеркнем некоторые моменты, важные для анализа роли коллизии при формировании новейшей структуры платформенного обрамления.

Прежде всего здесь следует отметить последовательное изменение с юга на север деформационного стиля от преимущественно надвигового (в зоне фронтального сучивания) на сдвиговый и далее на сбросовый по мере удаления от Аравии. Такая деформационная зональность укладывается в теоретическую картину поля напряжений в зоне индентации [Копп, 1997; Гзовский, 1975; Tarrounner, Molnar, 1976], к периферии которой должно нарастать растяжение. Наиболее близкая к платформенному обрамлению северная часть коллизионного пояса (Северный Кавказ, Южно-Каспийская впадина, Копетдаг) испытывает продольное удлинение в сдвиговом и сбросовом полях напряжений.

Другое существенное обстоятельство – концентрация субширотного удлинения и растяжения в осевой полосе зоны внедрения, которая включает Каспийскую меридиональную полосу погружения, проектирующуюся на платформенную область. В пределах коллизионного пояса эта полоса разделяет ограниченные левыми и правыми сдвигами потоки выжатых масс, направленные в обе стороны от индентора. Соответственно области нагнетания последних расположены по обе стороны от оси растекания (выдвинутые к северу, поднятые и сжатые орогены Кавказа и Копетдага)

Однако эта в целом симметричная картина осложнена вращением Аравии против часовой стрелки, обусловившим повсеместный приоритет правых сдвигов, особенно во внутренней зоне внедрения. Преобладают они и в структуре наиболее приближенных к Скифско-Туранской платформе территорий Большого Кавказа и Копетдага, хотя на востоке первого отмечается концентрация левых сдвигов, обеспечивающих выжимание масс в Южно-Каспийскую впадину. Другое нарушение симметрии – продольная поляризация структур сжатия и растяжения: первые сильно смещены к западу (Кавказ), а вторые – к востоку (Центральный–Восточный Иран, Южный Каспий). Это могло быть связано как

с первичной неровностью северной границы индентора (выдающийся к северу Аравийский выступ), так и все с тем же вращением против часовой стрелки, которое, по определению, должно было обусловить большее нагнетание материала на западе, нежели на востоке. Обе эти причины не противоречат одна другой и, более того, скорее всего проявлялись взаимосвязанно, так как зацепление Аравийского выступа за Евразийскую плиту, при наличии расширяющегося к востоку реликта океана Неотетис [Atlas Tethys, 1993], вполне способно было создать крутящий момент (см. ниже). В таком контексте область динамического влияния Аравии в целом предстает в виде двух дисгармонично сцепленных между собой областей (рис. 5), причем южная и более близкая к индентору область вращается вместе с ним против часовой стрелки, а северная – отжимается к востоку (т.е. имеет место своего рода “эффект зубчатой передачи” – когда ведущая шестерня заставляет ведомую вращаться в противоположную сторону).

2.2. РАЗВИТИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ

Формирование структуры Кавказско-Иранского сегмента Альпийского коллизионного пояса происходило в тесном взаимодействии с движениями соседних континентальных плит: Евразийской и Аравийской. И в свою очередь совершенствование коллизии оказывало возрастающее влияние на деформацию последних.

Соседство Евразийской плиты особенно сказывалось во второй половине палеогена (с бартонского века среднего эоцена по олигоцен включительно), когда формировались олистостромовые комплексы и конседиментационные покровы Большого Кавказа [Копп, 1991б; Леонов, 1975]. О возможном поддвиге Евразийской плиты к югу свидетельствуют некоторые петрохимические особенности вулканитов и малых интрузий Закавказья [Абдуллаев и др., 1977; Абрамович, Засеев, 1989] и присутствие известково-щелочных туфобрекчий и лав на северном склоне Дзирульского массива [Татаршивили и др., 1986]. Отмечается и конседиментационное складкообразование в наиболее близко расположенных к Евразийскому континентальному склону частях Большекавказского бассейна – в Северном Кобыстане и на юге Индоло-Кубанского прогиба [Григорьянц и др., 1967; Копп, 1996; Копп, Щерба, 1998; Шарданов, Пекло, 1959].

Направленный к северу поддвиг Афроаравийской (с миоцена – Аравийской) плиты проявлялся в течение всего кайнозоя, но в палеогене он оказывал влияние только на структуру Тавра, Загроса и Малого Кавказа, где формировались аккреционные и островодужные комплексы [Абрамович, Засеев, 1989; Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993; Sengör, Yilmaz, 1981] с северным направлением петрохимической полярности в последних. До современного Большого Кавказа, отделенного от Афроаравии широкими остаточными бассейнами, воздействие последней еще не простиралось.

Тем не менее по мере развития коллизии Аравия все больше определяла главные особенности структурного рисунка и вергентности Кавказско-Иранского сегмента Альпийского пояса. При этом в его структуре можно найти следы тех резких изменений траектории Афроаравии и Аравии, которые происходили в позднем кайнозое (рис. 6).

Поздний эоцен–олигоцен (рис. 6, А). В начале этого времени тогда еще единая Афроаравийская плита перемещалась к северо-востоку относительно системы горячих точек, находясь в состоянии косоугольной конвергенции с Евразией, дви-

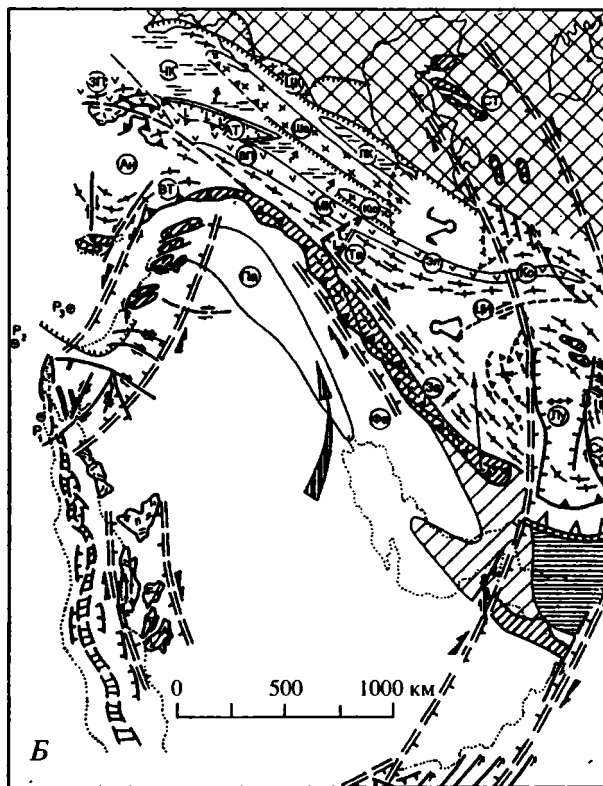
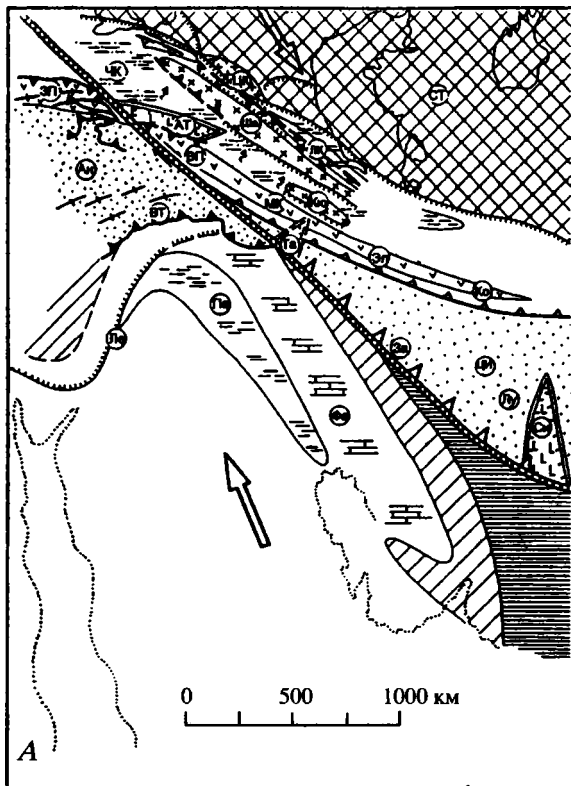
гавшейся к юго-востоку [Зоненшайн и др., 1987; Gordon, Jurdi, 1988]. В олигоцене, по некоторым реконструкциям [Зоненшайн и др., 1987], Афроаравия резко отклонилась к северо-западу (что логично увязать с первоначальной коллизией ее Аравийского выступа с Евразией), тогда как последняя продолжала медленно дрейфовать к юго-востоку. В такой ситуации плиты должны были разделяться правым сдвигом, который, по данным о возрасте деформаций, как раз и намечается вдоль южного продолжения линии Тессейра–Торнквиста [Копп, 1996; Bergougnan, Fourquin, 1982]. В юго-западном крыле сдвига, в Турции и Карпато-Балканском регионе, развивались интенсивные покровно-складчатые деформации пиренейской и особенно савской фаз. В северо-восточном крыле, на Кавказе и в Иране, доживал свои последние дни окраинно-материковый субдукционный вулканический пояс, где поглощалась кора Неотетиса, но сильное сжатие еще не было (напротив, в Аджаро-Триалетии и Талыше развивалось тыловодужное растяжение) [Копп, 1999в; см. также последнюю главу книги].

Ранний–средний миоцен (рис. 6, Б). По плейттектоническим реконструкциям [Зоненшайн и др., 1987; Gordon, Jurdi, 1988; Hempton, 1987], к началу миоцена восстановилось северо-восточное направление дрейфа Афроаравии, что естественно связывать с блокировкой ее северо-западного пути в результате консолидации Балканид и Анатолид. Весьма возможно, что именно “заякоривание” Аравийского выступа, создавшее крутящий момент с целью закрытия треугольного (в плане) реликта Неотетиса в Загросе, и обусловило произошедший тогда отрыв Аравии от Африки, фиксируемый на берегах Красного моря внедрением многочисленных даек с возрастом порядка 18 млн лет. Как уже говорилось, доказательство такого вращения Аравии против часовой стрелки можно видеть в дугообразной форме (с выпуклостью к востоку) Аденско-Мангышлакской правосдвиговой зоны. В то же время возник и прообраз Левантинского сдвига, замкнувшего перемещение Аравии на западе, однако он еще не был похож на современный разлом, так как был представлен широкой и изогнутой в плане зоной скашивания [Копп и др., 1999а]. Афроаравийский полюс вращения того времени, определяемый по конфигурации Аденско-Мангышлакской зоны, оказывается не в Западном Средиземноморье, как это принято для Левантинского разлома [De Mets et al., 1990; Garfunkel, 1981], а гораздо восточнее, в районе Синайского полуострова [Копп, 1997]. Перемещение Аравийской плиты к северо-востоку с вращением против часовой стрелки привело к закрытию Неотетиса и сжатию Центрального–Восточного Ирана и Копетдага.

После среднемиоценовой тектонической паузы, вызванной, очевидно, упрочнением Иранско-Копетдагского блока и сопровождавшейся повсеместным выравниванием рельефа и развитием крупномасштабных трансгрессий³, в позднем миоцене–раннем плиоцене (рис. 6, В) произошла очередная реорганизация системы спрединга и трансформных разломов – с целью закрытия Большекавказского реликтового бассейна. Поскольку последний находился на севере, движение Аравийской плиты стало почти строго северным, и вследствие этого полюс вращения Аравии–Африки переместился из Синая в Ливию – туда, где его и помещают большинство авторов [De Mets et al., 1990; Garfunkel, 1981 и др.] и где он находится и до сих пор. Именно тогда и возник Левантинский разлом в его современной конфигурации.

Главный удар со стороны Аравии в то время пришелся на Эльбурс, от которого симметрично расходятся правые и левые сдвиги предплиоценового возраста

³ В это же время приостановился спрединг в Красном море [Girdler, 1990; Hempton, 1987].



- | | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |
| 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | |

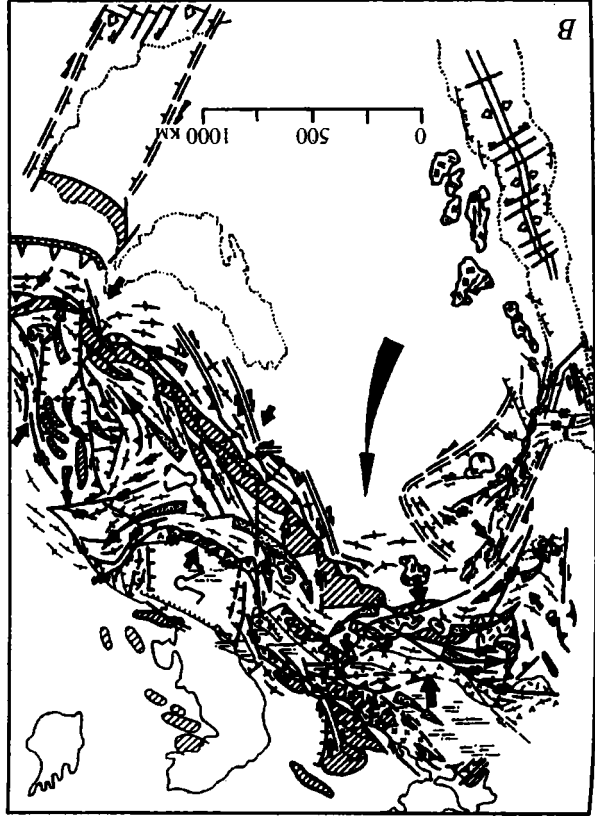
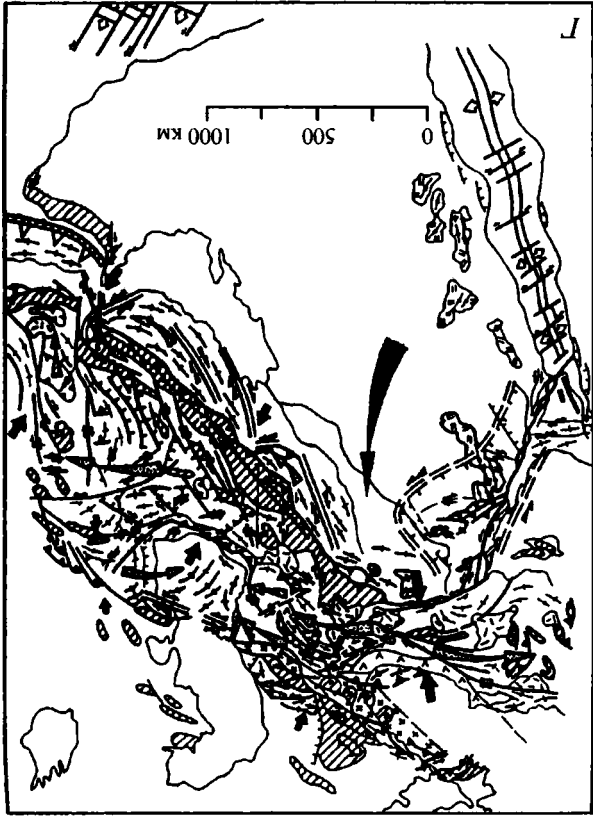


Рис. 6. Палеогеокинематические реконструкции Периаравийского сегмента для четырех временных интервалов: А – позднего эоцена–олигоцена, Б – раннего–среднего миоцена, В – позднего миоцена–раннего плиоцена, Г – позднего плиоцена–квартера [Копп, 1997]

1–18 – палеотектоническая зональность: Евразийская плита: 1 – Скифско-Туранская и Восточно-Европейская платформы, 2 – поднятие Центрального Кавказа, 3 – Кюрдмирский вал и вал Шатского – реликты юрской островной дуги, 4 – меловая островная дуга, 5 – Анатолийский террейн, 6 – Центрально-Иранский террейн (вулканический пояс в палеогене), 7 – палеоцен-эоценовые рифтогенные трюги, 8 – Черноморско-Каспийский бассейн (Паратетис), 9 – Лазаревско-Кобьстанский глубоководный трюг, не компенсированный осадконакоплением, 10 – олистостромы, 11 – направления сноса; Афроаравийская плита: 12 – континентальная кора, 13 – карбонатная платформа Фарах, 14 – “борозда” Падех, 15 – кора промежуточного типа, 16 – океаническая кора, 17 – границы палеогеографических зон, 18 – крутые склоны; 19–35 – структурные формы: 19 – надвиги и покровы, 20 – оси складок, 21 – своды и мегантиклинали, 22 – купола, 23 – мульды, 24 – зоны В-субдукции, 25 – зоны А-субдукции, 26 – сдвиги, 27 – предполагаемый сдвиг вдоль линии Тессейра-Торнквиста, 28 – широкие зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости, 29 – океанические трансформные разломы, 30 – сбросы, 31 – оси спрединга, 32 – зоны зарождающегося раскола континента, 33 – дайки, 34 – области новейшего вулканизма (а – вулканизм андийского типа, б – базальты), 35 – цепочки центров извержений; 36–47 – элементы кинематики: 36 – направление относительного перемещения Евразии и Афроаравии в олигоцене [Зоненшайн и др., 1987], 37 – приблизительное направление дрейфа Аравии относительно Евразии в неогене–квартере, установленное по дугообразной конфигурации Левантинского разлома (по опубликованным данным), 38 – то же, предполагаемое автором по дугообразной конфигурации Аден-Мангышлакской праводвиговой зоны в раннем миоцене, 39 – полюсы вращения для раннего миоцена (P₁ – Аравия–Африка, для Аден-Мангышлакской праводвиговой зоны; P₂ – то же, для левого сдвига Кувейрах-Утум; P₃ – Турция–Евразия, по Северо-Анатолийскому правому сдвигу), 40 – векторы относительного перемещения Аравии и Евразии для некоторых точек, 41 – участки гиперкомпрессии (синтаксисы, деформационные шейки) и направления латеральной экструзии выжимаемых глыбов, 42 – локальное горизонтальное сжатие, 43 – локальное горизонтальное растяжение, 44 – клинодроздвиги, 45 – клинонадвиги, 46 – современная береговая линия, 47 – то же, в качестве палинспастического маркера.

Ан – Анатолийский террейн, АТ – Аджаро-Триалетская зона, ВП – Восточный Понт, ВТ – Восточный Тавр, За – Загрос, ЗП – Западный Понт, Кю – Кюрдмирский вал, Ко – Копетдаг, Ле – Левантинский континентальный склон, ЛК – Лазаревско-Кобьстанский трюг, Лу – Лутский блок, МК – Малый Кавказ, Па – трюг Падех, Си – Систанский трюг, СТ – Скифско-Туранская платформа, Та – Талыш, Фа – карбонатная платформа Фарах, ЦИ – Центрально-Иранский террейн, ЦК – поднятие Центрального Кавказа, ЧК – Черноморско-Каспийский тыловой бассейн (Паратетис), Ша – вал Шатского, Эл – Эльбурс.

Структуры, активно развивающиеся в течение каждой стадии, показаны утолщенными линиями, а структуры, сформированные к началу данной стадии и неактивные, – тонкими. Намечающиеся структуры, лучше проявленные в последующие фазы, изображены утолщенными прерывистыми линиями

Fig. 6. Paleogeokinematic maps of the Peri-Arabian collision area for 4 time intervals: А – Late Eocene-Oligocene, Б – Late Oligocene-Early Miocene, В – Late Miocene-Early Pliocene, Г – Late Pliocene-Quaternary [Копп, 1997]

1–18 – paleotectonic zonation: Eurasian plate: 1 – Scythian-Turanian and East European platforms, 2 – Central Caucasus rise, 3 – Shatsky and Kjurdamir subaqual swells, relics of island arc of the Jurassic age, 4 – Upper Cretaceous island arc, 5 – Anatolian terrain, 6 – Central Iranian terrain, intra-continental volcanic belt in Paleogene, 7 – Paleocene-Eocene riftogeneous troughs, 8 – Black Sea – South Caspian marginal sea (Para-Tethys), 9 – Lazarev-Gobustanian deep trough uncompensated by sedimentation, 10 – breccias, 11 – direction of supplies. Afroarabian plate: 12 – continental crust, 13 – Farah carbonate platform, 14 – Padeh furrow, 15 – intermediate crust, 16 – oceanic crust, 17 – limits of paleoenvironmental areas, 18 – steep slopes; 19–35 – Structural forms: 19 – thrusts and nappes, 20 – fold axes, 21 – arches and megaanticlines, 22 – domes, 23 – basins and depressions, 24 – В-subduction, 25 – А-subduction, 26 – strike-slip faults, 27 – megazone of simple shear in horizontal plane, supposed Trans-Eurasian dextral strike-slip fault along the Tesseire–Tornquist line, 28 – other simple shear zones in horizontal plane, 29 – oceanic transform faults, 30 – normal faults, 31 – spreading axes, 32 – zone of initial continental break-up, 33 – dykes, 34 – areas of neotectonic volcanism (а – volcanics of andean type, б – floodbasalts); 35 – volcanic chains; 36–47 – Kinematic symbols: 36 – supposed Eurasian-Afroarabian plate motion in Oligocene, 37 – approximate Arabia motion relative to Eurasia inferred from arc-shaped configuration of the Dead Sea fault (according to the published data), 38 – the same, supposed by author from arc-shaped configuration of the Mangyshlak-Aden simple shear zone in Early Miocene, 39 – rotation poles for Early Miocene, (P₁ – Arabia-Africa, for the Mangyshlak-Aden shear zone, P₂ – the same, for the Quweirah Utum sinistral strike-slip fault; P₃ – Turkey–Eurasia, for the North Anatolian dextral strike-slip fault), 40 – Arabia-Eurasia motion vector for some points, 41 – areas of hypercompression and directions of laterally extruded rock masses, 42 – local horizontal compression, 43 – local horizontal extension, 44 – sphenochasms, 45 – sphenopisms, 46 – present-day coastline, 47 – additional locating marks.

Эл – Alborz, Ан – Anatolian block, АТ – Adzharo-Trialetian zone, ЧК – Black Sea – South Caspian marginal sea (Para-Tethys), ЦК – Central Caucasus rise, ЦИ – Central Iranian block, ВП – East Pont, ВТ – East Taurus, Фа – Farah carbonate platform, Ко – Kopetdagh, Кю – Kjurdamir ridge, Лу – Lut block, МК – Lesser Caucasus, Ле – Levantine continental margine, ЛК – Lazarev-Gobustanian trough, Па – Padeh furrow, Си – Sistan trough, Ша – Shatsky swell, СТ – Scythian-Turanian platform, Та – Talysh, ЗП – West Pont, За – Zagros.

Structures under formation at each stage are shown by heavy lines; while structural elements have been formed by the beginning of the stage or nonactive are shown by thin lines. Structures developed actively in subsequent stages are shown by thick dashed lines

та. Соответственно Кавказский и Копетдагский блоки выжимались к северо-западу и северо-востоку, тогда как в области их удаления друг от друга образовалась Южно-Каспийская впадина, ограниченная предакчагыльскими меридиональными сбросами. Тогда же начинает изгибаться дуга Восточного Понта–Малого Кавказа, и вовлеченный в это движение палеогеновый вал Шатского (“Грузинская глыба”) раздавливает флиш Большого Кавказа и коллидирует со Скифской плитой. На самом западе Периаравийского сегмента начался эскейп Анатолийского блока из области выжимания.

Главные особенности последней, **позднеплиоцен-четвертичной**, стадии (рис. 6, Г) – это замедление оттока масс из-под Южно-Каспийской депрессии и трансформация ее из области тектонической денудации в область тектонической аккумуляции. В это время активизировались те системы сдвигов, которые обеспечивали латеральное выжимание блоков из Кавказского и Копетдагского синтаксисов в Южно-Каспийское геодинамическое убежище. Соответственно место максимального давления Аравийской плиты вынуждено было покинуть Эльбурс и сместилось еще дальше к западу, в район Восточного Понта. Именно тогда произошло выдвигание к востоку Малого Кавказа, а на западе продолжалось интенсивное латеральное выжимание Анатолийского блока.

Резюме. В заключение надо отметить, что режим коллизионных горизонтальных перемещений Периаравийской области определялся закрытием остаточных бассейнов. Плиты и блоки выбирали наикратчайшее направление к ближайшим геодинамическим убежищам – участкам с утоненной корой. Более того, блоки испытывали колебательные движения в горизонтальной плоскости, чтобы достичь наиплотнейшей упаковки пространства. Даже если и возникали новообразованные зияния (например, Южно-Каспийский провал), то все равно потом они затягивались материалом, выжатым из других мест. В такой подгонке краев блоков и заключается, очевидно, механизм выравнивания мощности коры коллизионного пояса.

Отмеченные выше изменения траектории Аравийской плиты не могли не сказаться на особенностях внутриплитной деформации северного платформенного обрамления коллизионной области. Северо-восточное (с вращением против часовой стрелки) перемещение Аравии вместе с Ираном вызвало коробление Туранской плиты в раннем–среднем миоцене. Главный этап формирования новейшей структуры Скифской плиты и юга Восточно-Европейской платформы начался позже: на рубеже миоцена–плиоцена, после закрытия последнего препятствия – Большекавказского флишевого бассейна.

По мере развития к северу альпийского давления в том же направлении разрастался и региональный структурный рисунок Периаравийской коллизионной области, характеризующийся последовательной сменой (с юга на север) надвигового поля деформаций сдвиговым и затем – сбросовым [Копп, 1997]. Первое из них в наиболее полной мере представлено в Тавре и Загросе, второе – в Анатолии, на Кавказе и в Центральном Иране–Копетдаге, а третье – в Южно-Каспийском регионе, северных отрогах Большого Кавказа и Копетдага и в северном платформенном обрамлении коллизионного пояса.

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМ

Сразу же оговоримся, что, разумеется, никаких особых методов изучения горизонтальных движений на платформах не существует: все они могут применяться и к складчатым поясам и, более того, как правило, вначале разрабатывались именно для последних. Вместе с тем существуют определенные ограничения, обусловленные малыми амплитудами и мягким характером внутриплитных структурных форм, их слабой выраженностью на местности и в ряде случаев недостаточной обнаженностью. Например, внутриплитные дизъюнктивы часто представлены чрезвычайно пологими обширными флексурами (хотя внутри них могут встречаться и небольшие разрывы со смещением), что практически не позволяет изучать их с помощью геологической съемки. Зато они могут быть легко обнаружены по сгущению трещин определенного направления и кинематики и по особенностям выражения в рельефе. Более того, часто может быть установлена и их кинематика (во всяком случае, качественно, без амплитуды).

В процессе работы применялись следующие методы и подходы:

1) обобщение опубликованных данных о взбросах, надвигах и пологих сбросах, установленных геологической съемкой, бурением и геофизикой;

2) выяснение особенностей эволюции кайнозойских горизонтальных движений, сопоставление фаз деформации платформенной области и активных окраин Евразийской плиты;

3) анализ региональных структурных рисунков, свидетельствующих о проявлении глубинных горизонтальных движений, прежде всего, сдвигового типа;

4) дешифрирование материалов дистанционных исследований и специальных цифровых карт рельефа с целью картирования и выяснения кинематики новейших разрывов;

5) структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур: зеркал скольжения, стилолитов, жил и др. (мезотектонические наблюдения), нацеленное, во-первых, на обоснование кинематического типа крупных флексур и разрывов, а во-вторых, на выяснение регионального поля деформаций.

Что касается двух первых из них, то они вряд ли требуют особых комментариев. На остальных же придется остановиться подробнее.

3.1. АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРНЫХ РИСУНКОВ

Опыт наших наблюдений позволяет сделать интересный методический вывод: в пределах областей распространения весьма слабо дислоцированного платформенного чехла могут быть установлены теоретически все структурные рисунки, выявленные ранее для складчатых областей, в том числе и связанные с довольно сильными деформациями в горизонтальной плоскости (например, структурные рисунки типа домино или мегабудинажа, образуемые доменами вращающихся вокруг вертикальной оси сдвигов). Учитывая это, вряд ли целесообразно все эти структурные рисунки здесь заново рассматривать, и мы просто адресуем читателя к соответствующей специальной литературе [Гзовский, 1975; Копп, 1997; Лукьянов, 1991; Николая, 1992; Расцветаев, 1980; Freund, 1974;

Wilcox et al., 1973; Woodcock, Fischer, 1986; Silvester, 1988; и мн. др.]. В тексте работы они описываются подробно для каждого из рассматриваемых участков (рис. 41, 42, 66, 79–81, 98). Отмечу только, что, помимо уже перечисленных, зафиксированы и другие структурные рисунки, связанные со сдвигами: эшелонированные цепочки куполов и валов, коленообразные изломы последних, виргации разного типа, сигмоиды, участки веерообразного расщепления разрывов, присдвиговые поперечные складки и др. Участки предполагаемого растяжения устанавливались по довольно часто повторяющемуся структурному мотиву: система субпараллельных, удлинённых в плане валов и блоков, сильно асимметричных в поперечном сечении (наклонные блоки рифтовых областей?). Кое-где отмечались блоки миндалевидной и трапециевидной формы в плане, характерные для зон надвигов.

Анализ такого рода требует наличия представительной подборки геологических и структурных карт среднего–мелкого масштаба, охватывающих целиком каждую исследуемую зону внутриплитных дислокаций.

Важно подчеркнуть, что упомянутые выше структурные рисунки, часто свидетельствующие о весьма значительных деформациях, вычитываются на структурных картах по конфигурации очень пологих (несколько градусов и менее) валов и флексур, во многих местах даже и не сопровождающихся никакими разрывами сплошности. Это парадоксальное противоречие приводит к логическому выводу, что в данном случае мы имеем дело с “просвечиванием” на поверхности глубинных структур, выполаживающихся вверх по разрезу. Предположение о том, что фиксируемые на поверхности валы и флексуры Восточно-Европейской платформы могут быть отражением глубинных надвигов и сдвигов, уже выдвигалось в литературе [Валеев, 1970, 1977; Казанцев, Казанцева, 2000, 2001; Лобов, Кавеев, 1975; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990].

Однако если все это действительно справедливо, то здесь нельзя уйти от ряда весьма серьезных вопросов, связанных прежде всего с возрастом структурных рисунков. Уточним, что мы имеем в виду только те из них (а их большинство), в строении которых участвуют меловые и палеозойско-эоценовые отложения, и, значит, в данном случае речь идет о нижнем пределе их возраста.

Если вслед за многими исследователями предположить, что приуроченные к авлакогенам валы и зоны дислокаций формировались в течение всего фанерозоя, то тогда наблюдаемый на поверхности структурный рисунок – интегральное отображение нескольких фаз деформации (начиная со среднепалеозойских). В таком случае приходится отвечать на вопрос: каким образом столь длительное время сумели сохранить ориентировку горизонтальные напряжения, создавшие данный структурный рисунок? Ведь известно, что Восточно-Европейская платформа (точнее, Балтийская плита, или Балтика) в палеозое испытывала сильные перемещения с ротацией в горизонтальной плоскости [Зоненшайн и др., 1990], что неизбежно должно было сопровождаться изменением системы напряжений на ее краях. Даже если оставить в стороне ультрамобилистические представления, разделяемые далеко не всеми геологами, то все равно хотя бы одна такая резкая смена геодинамической обстановки очевидна буквально всем – это крутой (почти на 90°) поворот вектора сжатия от субширотного в конце палеозоя (Урал) на субмеридиональное в кайнозое (Кавказ). Кстати, каким образом можно связать с давлением палеозойского Урала возникновение Жигулевских, Сурско-Мокшинских, Керенско-Чембарских и Саратовских дислокаций? Они имеют субширотное (до северо-западного) простирание, и их структурные рисунки образовались, как покажем дальше, при субмеридиональном укорочении. Отметим, наконец, что мнение о по-

степенности роста зон внутриплитных дислокаций в течение всего фанерозоя разделяют далеко не все авторы, большинство современных исследователей склоняются к представлению об их преимущественно (если не целиком) кайнозойском либо даже новейшем возрасте.

В другом варианте, в силу неизвестных нам причин (допустим, воздействия поднимающихся вверх флюидов, почему-то резко усилившегося на новейшем этапе или в начале кайнозоя) на земной поверхности образуется пассивный “слепок” структурного рисунка, образовавшегося еще в докембрии. Против подобной версии, помимо ее гипотетичности в целом, имеются и некоторые вполне конкретные возражения. Во-первых, подобный механизм предполагает только вертикальную направленность сил, создающих поверхностное отражение глубинного структурного рисунка (образовавшегося при горизонтальных перемещениях). Однако, как будет показано дальше в ряде разделов, в приповерхностной трещиноватости везде проявляются (хотя бы в качестве фона, а часто и более активно) мезоструктурные парагенезы, связанные с горизонтальным сжатием, причем оно согласуется с направлением укорочения, установленным независимо по особенностям структурного рисунка. Во-вторых, субширотное в целом простираение ряда зон дислокаций (Саратовской, Керенско-Чембарской, Жигулевской) противоречит преобладающей субмеридиональной ориентировке структур фундамента на данной территории [Буш и др., 2000; Shchipansky, Bogdanova, 1996].

Итак, остается предположить, что “просвечивающие” на поверхности структурные рисунки отражают обстановку глубинного горизонтального сжатия, затрагивающую, вероятно, кристаллический фундамент и его кровлю, но имевшую место не в докембрии, а в кайнозое, скорее всего, в связи с воздействием на платформу альпийских напряжений. Если учесть, что последние могли добираться на такие огромные расстояния только в сильно ослабленном виде и непременно через жесткий платформенный фундамент (т.е. на значительной глубине), то их постепенное затухание вверх и замещение на более обычную для платформ систему напряжений, создаваемую вертикально перемещающимися блоками, представляется вполне логичным. По мере погружения и ослабления горизонтального давления создаваемым им структурам все труднее преодолевать вес вышележащих пород. Для наглядности можно сравнить это с процессом формирования концентрической складки: если она образовалась за счет активного продольного (встречного) изгиба крыльев, произошедшего в основании складки, то в верхней ее части свод уже приподнимается пассивно (за счет вертикальных движений) и даже подвергается некоторому растяжению (см. рис. 37).

Таким образом, рассмотренный вариант образования внутриплитных структурных рисунков должен сопровождаться структурной дисгармонией и тектонической расслоенностью платформенного чехла. Однако здесь мы сталкиваемся с тем, что прямых указаний на этот счет почти нет. Более того, широко известный факт общего упрощения структуры чехла вверх по разрезу (который можно было бы интерпретировать именно подобным образом) обычно связывают совсем с другим явлением – с проявлением множественных угловых несогласий в процессе постепенного роста антиклиналей в течение всего фанерозоя. Заметим, правда, что в научной литературе, помимо этого общего выположивания структуры вверх, никаких других признаков (например, характеристики контактов, наличия базальных конгломератов, одним словом, всестороннего доказательства факта стратиграфического углового несогласия) в пользу такого длительного роста структур

обычно не содержится – что связано, видимо, с характером самого фактического материала: заключения о постепенном росте структур чаще всего делаются на основе буровых и геофизических данных, не позволяющих точно определить характер контакта толщ. С другой стороны, имеются (хотя и редкие) работы, где авторы объясняют последовательное упрощение платформенной структуры вверх по разрезу именно дисгармонией. Таково, например, очень интересное исследование соотношения структурных планов подсолевых, солевых (кунгурских) и надсолевых отложений палеозоя на севере Прикаспийской впадины и в Предуральском прогибе, сделанное А.Г. Татаринновым и др. (1975). В этой работе убедительно показано, что глубинные горизонтальные напряжения (которые данные авторы связывают, правда, с позднегерцинским, а не с альпийским этапом), создавшие сложную структуру подсолевых отложений, гасятся в пластичной толще кунгурских эвапоритов; при этом последние подвергались сильному выжиманию по горизонтали и вертикали. В результате такого гашения напряжений надсолевой комплекс, облекающий весь этот деформационный этаж, характеризуется уже сильно упрощенной (генерализованной) структурой.

Следовательно, при выяснении характера новейшего поля деформаций на основе метода анализа структурных рисунков необходима уверенность в соответствующем возрасте последних. При этом, учитывая разногласия в датировке зон внутриплитных дислокаций, нужно проверять разные варианты и в случае необходимости пытаться самостоятельно решить вопрос, привлекая для этого все доступные материалы по палеогеографии региона. Учет данных такого рода позволил автору усомниться в длительности развития Доно-Медведицких и Саратовских дислокаций (как структур горизонтального сжатия) и более уверенно высказаться в пользу их новейшего возраста – тогда как имевшее место в их пределах палеозойское, особенно средне-позднедевонское расчленение фундамента, по-видимому, было связано не со сжатием, а, напротив, с растяжением (или вертикальным проседанием) бортов Пачелмского авлакогена. Маловероятным представляется и субмеридиональное сжатие в среднем–позднем палеозое северо-восточной части Прикаспийской синеклизы (Оренбургский, Бобровско-Покровский валы и др.), так как, по последним палеогеографическим данным [Коноваленко и др., 1999; Макарова, Яхимович, 1996 г.], эта область тогда находилась в самом центре глубокого прогиба, не компенсированного осадконакоплением.

Можно констатировать, что метод анализа структурных рисунков платформенных территорий, если его применять с учетом всех указанных выше “подводных камней”, обещает быть весьма продуктивным для установления характера новейшего поля горизонтальных деформаций, прежде всего сдвиговых. Особенно интересные результаты, как покажем дальше, приносит совместное использование этого метода с мезотектоническим – что позволяет выделить и увязать между собой поля деформаций разного ранга.

3.2. ДЕШИФРИРОВАНИЕ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ЦИФРОВЫХ КАРТ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ И УСТАНОВЛЕНИЯ КИНЕМАТИЧЕСКОГО ТИПА НОВЕЙШИХ РАЗРЫВОВ

Вводные замечания. Методика изучения дизъюнктивных нарушений по материалам дистанционных исследований освещена во множестве публикаций. Особенно подробно она разработана для складчатых областей, где с помощью этого метода удастся обнаружить крупные разрывы со смещением и определить их кинематику, а часто и амплитуду. Однако для платформенных территорий, в силу их чрезвычайно невыразительной структуры и слабой обнаженности, вместо разрывов со смещением часто приходится дешифрировать линейные и кольцевые структуры, которые из-за гипотетичности их природы и возраста трудно использовать для изучения регионального поля напряжений и деформаций. Если же и удастся обнаружить смещение крыльев разрыва, то, как правило, только вертикальное; горизонтальная же амплитуда нарушений часто остается неуловимой.

Поэтому настоящий раздел (который никоим образом не претендует на полное изложение существующих традиционных подходов в области использования материалов дистанционных методов) обращен именно на слабо разработанную методику поиска горизонтальной компоненты новейших разрывов со смещением, развитых в платформенных областях. Его следует рассматривать только как результат синтеза некоторых наблюдений (принадлежащих автору и опубликованных другими исследователями), представляющий собой один из первых шагов в данном направлении.

Для разработки методов дешифрирования мы исходили из сформулированного в разделе 3.1 подхода, согласно которому наблюдаемые на земной поверхности пологие флексуры отражают гораздо более резкие глубинные разломы, причем среди последних могут встречаться не только субвертикальные сбросы, но и наклонные, а также сдвиги и даже надвиги. О том, что это справедливо для ряда районов Восточно-Европейской платформы, свидетельствуют обобщенные в главе 1 литературные материалы, а также результаты собственных исследований автора. Но если данный постулат соответствует истине, то на поверхности должны отражаться и присущие каждому из кинематических видов разрывов особенности морфологии и геометрии – а, как известно, реальные разрывные нарушения не всегда прямолинейны и часто бывают изогнуты в плане, ветвятся в виде “конского хвоста”, образуют сложные (линзовидные, синусоидальные, коленообразные) рисунки и размещаются кулисно друг относительно друга.

Все эти особенности лучше всего видны на плановых изображениях земной поверхности. Чрезвычайно полезными для выявления новейших разрывов, изучения их тонкой внутренней структуры и установления кинематики оказались цифровые карты рельефа с низким (30", или около 1 км) разрешением на местности, синтезированные с помощью компьютера в Геологическом институте РАН на основе данных USGS EROS Data Center (интернет-адрес <http://cdcwww.cr.usgs.gov/landdac/gtopo30/gtopo30.html>). Эти карты (см. рис. 7–8, 14–15, 18–19, 77, 88, 97) гораздо лучше, чем обычные топографические карты или космические снимки, подчеркивают и генерализуют региональные уступы рельефа, что позволяет увидеть целиком геометрические особенности, характерные именно для дизъюнктивных нарушений. Нами использованы карты

трех видов: 1) альтиметрическая, построенная в горизонталях либо с тоновой раскраской (яркость увеличивается с высотой), 2) модификации альтиметрической карты с добавленной “подсветкой” в одном-двух направлениях, подчеркивающей склоны, перпендикулярные направлению действия “источника света”, и 3) карта градиентов рельефа, на которой густота тона прямо пропорциональна крутизне уступа (а иногда – наоборот, см. рис. 44, В). Обнаруженные на мелкомасштабных цифровых картах элементы разыскивались и на обычных топографических картах среднего масштаба, а также на космических снимках, таким образом, совместная обработка тех и других позволяла с максимальной детальностью выявить особенности морфоструктурного рисунка разрывов.

Разрывы со смещением по падению сместителя (сбросы, взрезы и взбросо-надвиги). Вертикальная компонента смещения легко устанавливается по комплексу обычно используемых для этого признаков: наличию эрозионно-тектонического уступа вдоль линии разрыва, резкой границе поверхностей выравнивания разного гипсометрического уровня, увеличению расчлененности в поднятом крыле (рис. 7, см. рис. 14–15), подвешиванию и подпруживанию поперечных разрыву долин и др. Например, на рис. 8 виден висячий характер долины небольшой р. Кардаил (приток р. Бузулук, бассейн Хопра) в северном крыле субширотного плейстоценового разрыва с поднятым северным бортом. Сразу ниже по течению после тектонического эскарпа (т.е. в опущенном крыле разрыва) долина резко расширяется наподобие дельты, вершина которой, однако, направлена не вверх, а вниз по течению. Заметим, что, поскольку уступ широкий и пологий, то на обычных топографических картах среднего масштаба он практически не заметен.

Выявить горизонтальную компоненту смещения по падению сместителя помогает анализ плановой геометрии его линии выхода. Если поверхность сместителя плоская (что связано с отсутствием вращения блоков в вертикальном разрезе), то, очевидно, что и линии разрывов в плане будут строго прямолинейны⁴. Сюда можно отнести некоторые из так называемых “взрезов” (термин В.В. Белоусова [1971, 1976]), обеспечивающих вертикальное перемещение блоков, а также те сдвиги, которые имеют вертикальную составляющую смещения⁵. Кстати, горизонтальная амплитуда сдвигов обычно бывает выражена хуже, чем вертикальная (хотя, на самом деле, она может быть достаточно велика, просто ее труднее уловить).

Однако гораздо чаще разрывы со смещением по падению сместителя наклонены в ту или иную сторону (сбросы – к опущенному крылу, а взбросо-надвиги – к поднятому крылу) и при этом обладают связанной с вращением крыльев искривленной поверхностью скольжения – что характерно не только для интересующих нас обстановок горизонтального сжатия и растяжения, но и для ситуации, когда вертикальные перемещения преобладают (например, в случае проседания дна впадины, которое сопровождается выкручиванием ее бортов). Отклонения от строго плоской формы поверхности сместителя проявляются (при определенных условиях, о которых будет сказано ниже) в волнистости его поверхностного следа, тип которой помогает определить кинематику нарушения. Подчеркнем, что в данном случае имеется в виду не тот широко распространен-

⁴ Эрозионная зазубренность линий наклоненных к горизонту сбросов и взбросов при характерной для платформ незначительной амплитуде вертикальной расчлененности рельефа здесь в расчет не берется.

⁵ Исключение составляют сдвиги, крылья которых испытывают вращение вокруг вертикальной оси. Их линии плавно изогнуты в плане [Копп, 1997].

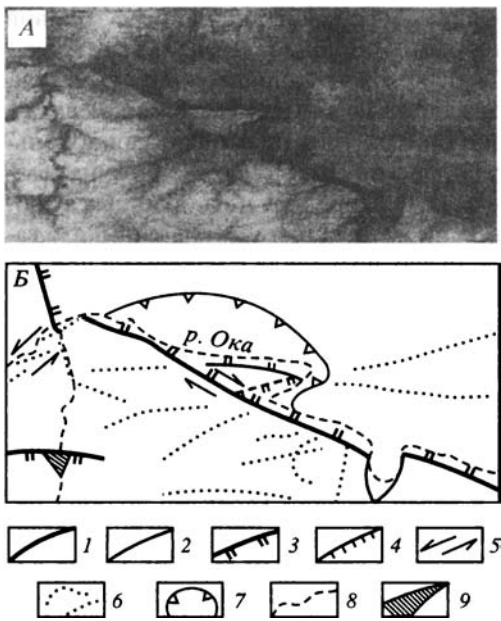


Рис. 7. Рязанский новейший разрыв, ограничивающий Мещерскую впадину (на севере) от свода Окско-Донского водораздела. Наличие приуроченного к нему резко эрозионно-тектонического уступа и скачкообразное увеличение расчлененности рельефа в южном крыле свидетельствуют об относительном подъеме последнего. Прямолинейная конфигурация эскарпа не допускает возможности существования наклона плоскости сместителя разрыва, который, следовательно, должен быть взрезом либо сдвигом с компонентой смещения по падению сместителя. В пользу последней версии свидетельствуют особенности морфоструктурного рисунка, в частности, кулисное расположение линейных элементов рельефа (уступов, линеаментов, долин и др.) в поднятом южном крыле разрыва. Если линейные элементы образовались при субмеридиональном сжатии (что установлено для более южных участков Окско-Донского прогиба), сдвиг окажется правым. В юго-западной части площади виден

обращенный к югу широтный тектонический уступ, подпруживающий долину р. Осетр

А – цифровая карта гипсометрии рельефа, Б – схема дешифрирования; 1–5 – разрывы: 1 – региональные, 2 – прочие, 3 – с видимым смещением по падению сместителя (наклон поверхности разрыва неясен, предположительно субвертикальный), 4 – наклонные (листрические) сбросы, 5 – сдвиги; 6 – линеаменты; 7 – граница приразрывной позднечетвертичной впадины; 8–9 – русла рек: 8 – обычные, 9 – аномально расширенные

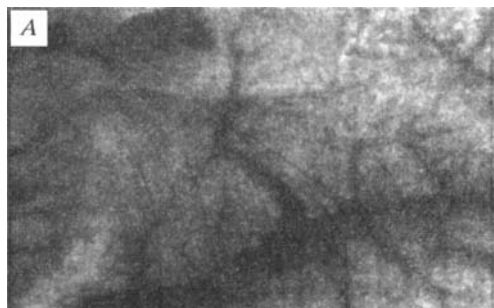
Fig. 7. The recent Ryazan' fault separating the Meshchera basin in the north from the Oka–Don watershed's neotectonic high in the south. Its southern flank is relatively elevated as indicated by a steep erosional-tectonic escarpment and a sharply increased relief ruggedness. Judging from the rectilinear escarpment configuration in topography, the fault has a steep or even subvertical plane and, hence, represents a reverse fault or a strike-slip fault with reverse component. The second variant is proved by an echelon arrangement of linear relief elements, such as escarpments, lineaments, and valleys, of the southern uplifted flank. The strike-slip fault is dextral in case these linear elements were formed due to submeridional compression (as proved for the southern parts of the Oka–Don basin). In the southwest, there is a latitudinal tectonic escarp facing south and damming the Osetr River valley

А – digital elevation model, Б – scheme of interpretation; 1–5 – faults: 1 – regional-extent (general), 2 – other, 3 – with observable dip-slip offset (the fault plane incline is indistinct, supposedly subvertical), 4 – gentle (listric) normal faults, 5 – strike-slip faults; 6 – lineaments; 7 – limit of fault-related Late Quaternary basin; 8–9 – river channels: 8 – ordinary, 9 – anomalously wide

ный (для складчатых областей) случай, когда проекция выхода очень пологого разрыва изобилует неровностями из-за эрозионного расчленения. В обычных платформенных условиях найти около поверхности субгоризонтальные разрывы (например, шарьяжи) невозможно, хотя не исключено, что они могут присутствовать на более глубоких уровнях. Ясно также, что не относятся к данной ситуации и пологие поверхности срыва типа “*detachments*”, распространенные в рифтовых областях. Кроме того, если бы даже где-то и могли встретиться субгоризонтальные разрывы в платформенных условиях, то чрезвычайно небольшой глубины вертикального расчленения рельефа недостаточно для возникновения неровностей эрозионного генезиса.

Таким образом, подразумевается волнистость совсем другой природы, т.е. связанная с первичной геометрией сместителя и гораздо более правильная по

Рис. 8. Серия малоамплитудных эрозионно-тектонических уступов широтного простирания в междуречье Хопра и Бузулука. Около них деформированы субмеридиональные долины (крупнейшая – долина р. Кардаил) и, судя по подвешенному характеру тех их отрезков, которые находятся в северных крыльях, последние приподняты. На выходе из ущелий, поддерживаемых разрывами, долины резко расширяются и образуют озеровидные раздувы дельтообразной формы



А – цифровая карта гипсометрии рельефа, Б – схема дешифрирования; 1 – разрывы с видимой компонентой смещения по падению сместителя (наклон поверхности разрыва неясен, может быть субвертикальным либо направленным в сторону поднятого крыла, т.е. взбросовым); 2 – линейменты; 3–4 – русла рек: 3 – обычные и суженные (висячие V-образные долины), 4 – расширенные, в том числе из-за подпруживания разрывами

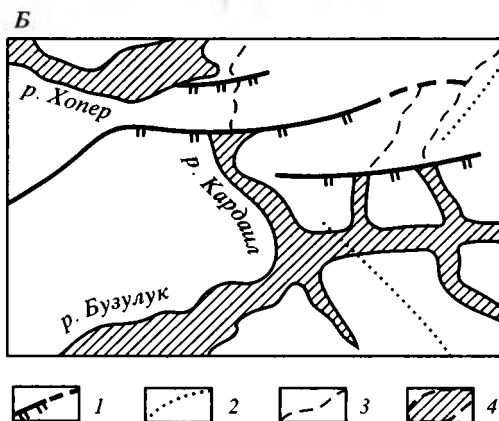


Fig. 8. A series of latitudinal erosional-tectonic escarpments of small amplitude in the Khopyor-Buzuluk interfluvium. They deform submeridional valleys (the Kardail valley is the greatest one). The northern flanks experienced an uplift, as evidenced by their hanging segments. Immediately on leaving the “canyons” formed by the uplifted flanks of the escarpments, the river valleys become much wider to resemble lakes of deltaic configuration

А – digital elevation model, Б – scheme of interpretation; 1 – faults with observable dip-slip offset (fault plane tilt is unclear, supposedly subvertical or reverse); 2 – lineaments; 3–4 – river channels: 3 – ordinary and anomalously narrow (hanging V-shaped valleys), 4 – anomalously wide because of being dammed by faults

сравнению с чисто эрозионной. По нашему мнению, ее следует соотносить с особенностями вращения блоков, ограниченных искривленными (дугообразными в разрезе и в плане) поверхностями скольжения.

Дугообразная конфигурация в плане многих разрывов, в том числе и весьма крупных, известна давно. Ученые фиксистерского направления сравнивали такие дуги с трещинами, возникающими при затвердении асфальта [Белоусов, 1954, 1976; Шатский, 1922] (см. рис. 53), и объясняли их изгиб постепенным гашением сил, создавших трещину, по направлению от ее центра к концам [Белоусов, 1954, 1976], что ведет к искривлению поля напряжений. При этом дугообразные разрывы считались вертикальными или слабо наклоненными сбросами, не связанными с действием горизонтальных сил.

Между тем было замечено, что плавную дугообразную и даже циркообразную конфигурацию в плане имеют листрические сбросы рифтовых областей (Северное море, Рейнский грабен, Провинция Бассейнов и Хребтов, Восточная Африка и др.), образовавшиеся при явном горизонтальном растяжении (ссылки приведены в работах [Казьмин, Бяков, 1997; Rosendahl, 1987]). При этом вогнутость цирков чаще направлена в сторону висячего, т.е. просевшего блока (как это бывает у оползней). Около каждого из дугообразных сбросов наблюдается локальное углубление рифта либо образуется самостоятельный полуграбен (рис. 9). Последний имеет наибольшую глубину напротив центральной части изогнутого сброса; ближе к краям, где сброс сильно отклоняется от главного простирания, сбросовое смещение уступает место сдвиговому.

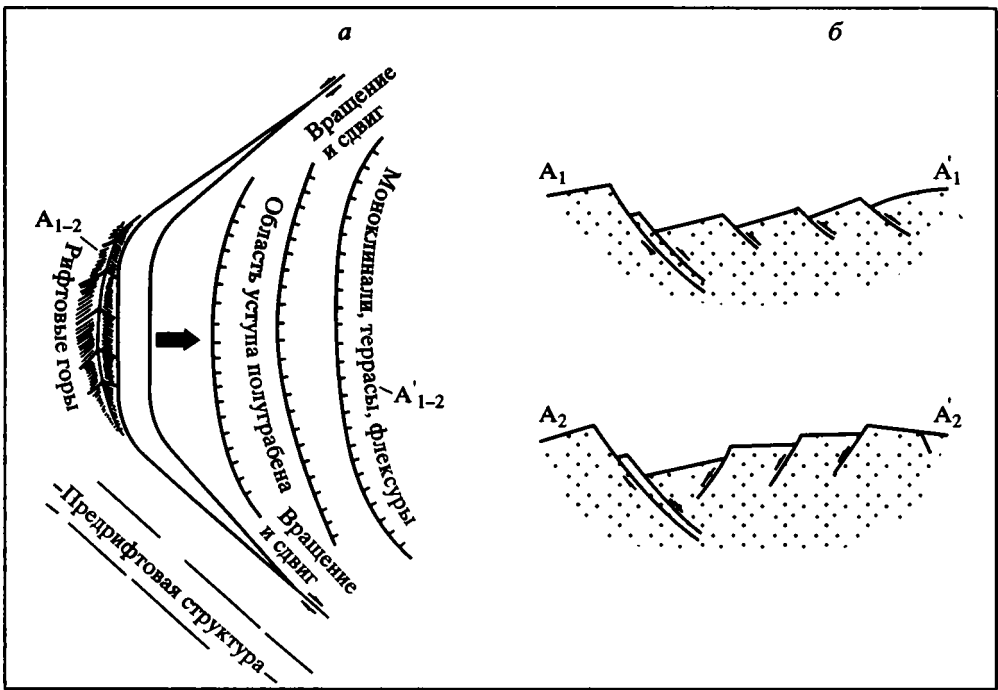


Рис. 9. Вид в плане и гипотетические разрезы идеального полуграбена: *a* – геометрия в плане, *б* – характерные разрезы. Следует обратить внимание на то, что геометрия погружения обуславливает возникновение косых сбросо-сдвигов и сдвигов около окончаний полуграбенов (*a*). Кроме того, для обособленного полуграбена характерен преимущественно синтетический характер кинематики разрывов (см. *б*, верхний разрез) [Rosendahl, 1988, рис. 3], “синтетический сброс в понимании Б. Розендаля означает “попутный” (того же знака, что и главный бортовой разрыв грабена) сброс; это расходится с первоначальным значением термина, введенным Г. Клоосом [1928] и принятым нами. Горизонтальная стрелка (*a*) указывает на направление компоненты горизонтального отседания

Fig. 9. Plan view and hypothetical cross sections of an ideal half-graben. Note that the geometry of subsidence produces oblique strike-slip faulting along ends of units (*a* – plane configuration). Isolated half-graben tends to display synthetically faulted infrastructure (*b* – typical cross-section [after Rosendahl, 1987, Fig. 3]. Horizontal arrow points to direction of the horizontal sliding component

Исследование сбросов такого типа, проведенное в Северо-Восточной Африке [Rosendahl, 1987], показало, что здесь встречаются дуги двух порядков. Если конфигурацию наиболее крупных из них (дуг первого порядка), например, Западную ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы, имеющую более 1000 км в длину, еще можно объяснить неоднородностью деформируемой среды (огибанием разрывной линией жесткого Танганьикского щита), то ритмично повторяющиеся вдоль линий сбросов дуги второго порядка (10–30 км в длину) уже не зависят от местных причин, и поэтому следует искать какие-то более общие механические способы их образования. В качестве таковых Б. Розендаль предлагает, по существу, два: 1) статистическое объединение первично прямолинейных малоамплитудных разрывов: ортогональных сбросов и ассоциирующих с ними диагональных сдвигов в дугообразные линии (рис. 10) и 2) первично дугообразная форма листрических сбросов в плане как следствие их выполаживания с глубиной [Rosendahl, 1987].

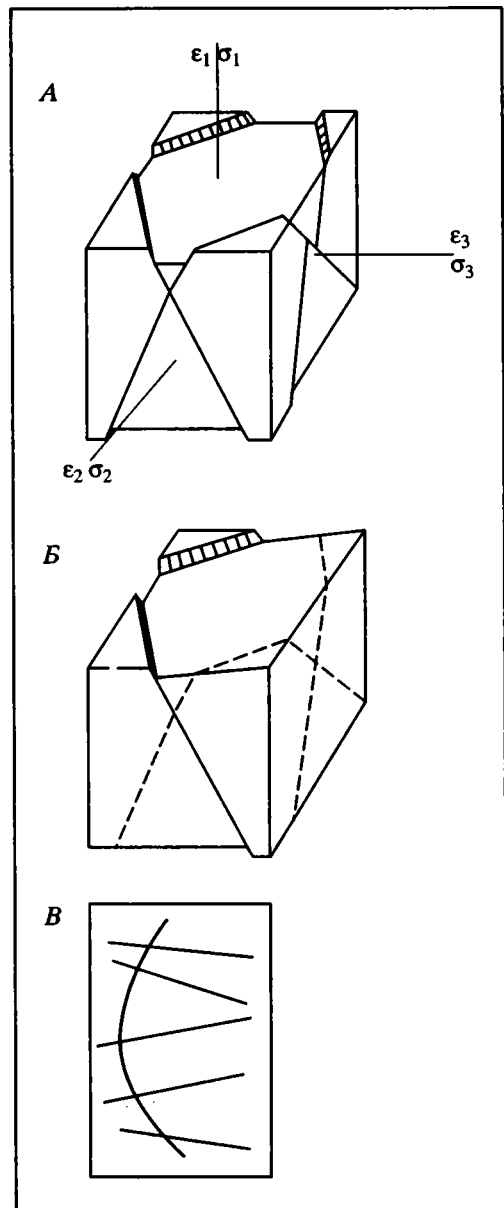
Попробуем развить представление о втором способе возникновения кривизны разрывов: применительно к условиям рассматриваемого региона он предста-

Рис. 10. Возникновение дугообразных разрывов путем сглаживания первично орторомбического рисунка разрывов разной кинематики, по [Rosendahl, 1988, рис. 5]

А – блок-диаграмма полного (двустороннего) грабена; последний образован сетью разрывов, характеризующейся идеальной орторомбической симметрией в плане (цит. по [Reches, 1983]); **Б** – блок-диаграмма одностороннего грабена (полуграбена), демонстрирующая неполное развитие орторомбической симметрии (вследствие редукции одного из флангов), которое результирует в асимметричном погружении; **В** – вид полуграбена в плане, показывающий сглаживание (аппроксимацию) первично прямых бортовых разрывов, изображенных на рис. 10, **Б**. Тонкие линии соответствуют воображаемым поперечным разрезам, показывающим изменение кинематики флангового разрыва (сверху вниз): левый сдвиг, сброс с левым сдвигом, сброс, сброс с правым сдвигом, правый сдвиг. Оси эллипсоида деформации: ϵ_1 – максимального укорочения, ϵ_2 – средняя, ϵ_3 – максимального удлинения. Оси эллипсоида напряжений: σ_1 – максимального сжатия, σ_2 – средняя, σ_3 – максимального растяжения

Fig. 10. Creation of apparently curvilinear border faults by the trackline aliasing of original orthorombic fracture pattern [after Rosendahl, 1987, Fig. 5]:

A – Block diagram of ideal fault sets showing orthorombic symmetry [after Reches, 1983]; **Б** – Block diagram showing incomplete development of orthorombic symmetry of preferential development of a part of system, resulting in asymmetric subsidence; **В** – Plan view showing trackline aliasing of rectilinear fault orientation shown in above cases. Greek letters denote axes of the deformation (ϵ_{1-3}) and stress (σ_{1-3}): ϵ_1/σ_1 – maximal shortening/compression, ϵ_2/σ_2 – middle axis of the deformation/stress, ϵ_3/σ_3 – maximal lengthening/extension



вляется наиболее достоверным и существенным, так как предполагает вращение блоков в вертикальной плоскости; признаки последнего, выраженные в асимметрии структур, имеются повсеместно. Для этого напомним некоторые положения, касающиеся структурной геологии сбросов. Последние делятся на два вида, различающиеся кинематикой деформации и, как следствие, направлением поворота крыльев: синтетические и антитетические [Паталаха, 1981; Ярошевский, 1981; Cloos, 1928] (рис. 11). Первые из них возникают при вертикальном движении блоков (флексурном изгибе), и поскольку деформируемый объем в данном случае не может увеличивать свои размеры по горизонтали, то вращение крыльев, если оно присутствует, может быть только попутным смеще-

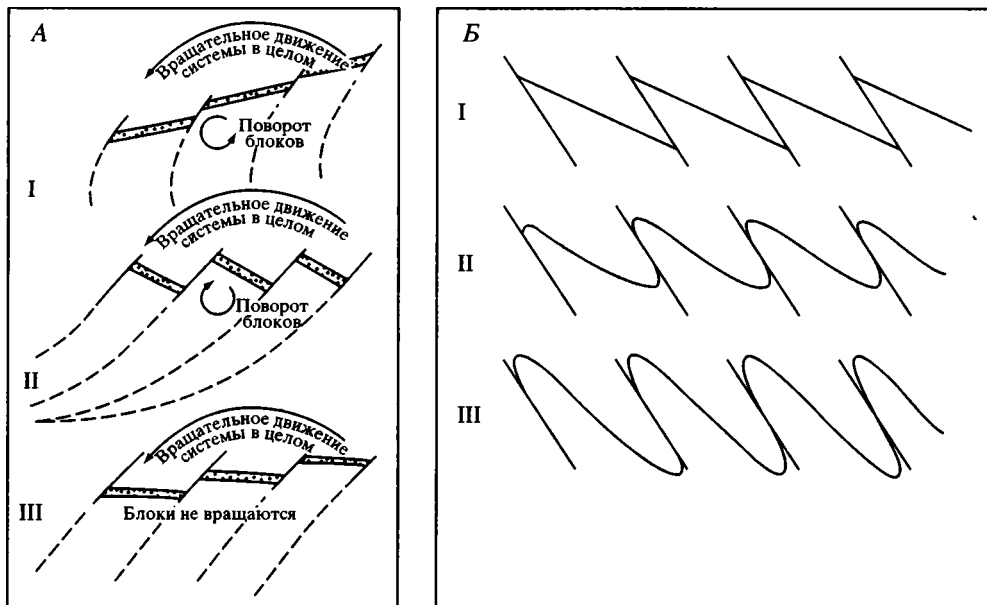


Рис. 11. Синтетические и антитетические разрывы, по [Паталаха, 1981, рис. 9 и 12]

А – сбросы разных кинематических видов: *I* – синтетические; *II* – антитетические; *III* – “нормальные”, без поворота блоков; *Б* – антитетические взбросы и чешуи: *I* – взбросовые чешуи; *II* – то же, с подворотами слоев; *III* – асимметричные складки, осложненные антитетическими взбросами

Fig. 11. Synthetic and antithetic faults [Паталаха, 1981, Figs. 9 and 12]

A – normal faults of different kinematics: *I* – synthetic; *II* – antithetic; *III* – “ordinary”, without rotation of fault sides; *Б* – antithetic thrusts and thrust slices: *I* – thrust slices; *II* – the same, with flank rotation; *III* – asymmetrical folds complicated by antithetic thrusts

нию стенок разрыва (“синтетическим”). В результате общая вертикальная амплитуда последнего дополнительно увеличивается (см. рис. 11, *A*, *I*). Вторые же образуются при прямо противоположных кинематических ограничениях деформации: смещение вниз или вверх затруднено, зато имеется свободное пространство сбоку, по горизонтали. Наиболее обычные условия возникновения такой ситуации – горизонтальное растяжение тектонического либо гравитационного (последнее – в случае оползней) происхождения. Вращение крыльев разрыва тогда будет “антитетическим”, т.е. встречным, уменьшающим амплитуду общего вертикального смещения по нему (см. рис. 11, *A*, *II*). Соответственно знаку вращения крыльев различается и геометрия сместителей: синтетические сбросы вниз по разрезу выкручиваются и могут приобрести даже обратный (взбросо-надвиговой) наклон, тогда как вверху они положе. Антитетические сбросы (часто их именуют листрическими), напротив, вниз выполаживаются; в верхних горизонтах они несколько круче, но, в отличие от сбросов первой группы, почти никогда не бывают вертикальными.

Разобравшись с особенностями геометрии сбросов в вертикальном сечении, нетрудно представить их форму в горизонтальной плоскости. Из вышеизложенного ясно, что блок, активно смещающийся вдоль разрыва (допустим, просевший блок), должен иметь округлые ограничения, что позволяет ему поворачиваться в вертикальной плоскости. Например, если вообразить, что линия разрыва бесконечна в пространстве, тогда этот блок (точнее, та его часть, которая прилегает к сбросу) будет подобен бесконечно длинному цилиндру. На самом

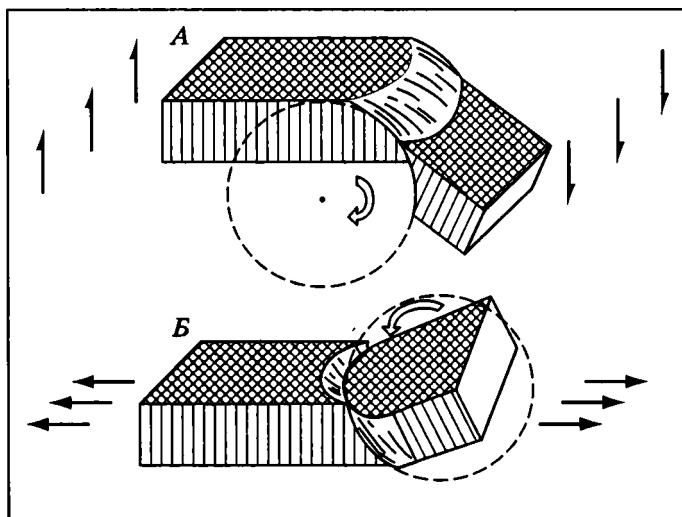


Рис. 12. Форма линии сброса в плане: вертикальное проседание, или флексурный изгиб (А), и горизонтальное растяжение (Б)

Плоский параллелепипед символизирует субгоризонтальный слой, пунктирный круг – проекцию сфероидальной поверхности скольжения на вертикальное сечение, утолщенные и светлые стрелки – направления действующих сил и поворота блока соответственно

Fig. 12. Different normal fault lines in dependence of kinematics of displacement (in plan): А – vertical subsidence (flexure), Б – horizontal extension

Flat parallelepiped denotes subhorizontal bed; dotted circle shows a projection of the spheroid slipping surface on vertical plane; thick and non-hatched arrows indicate directions of acting forces and block rotation respectively

же деле конкретные сбросы затухают на некотором расстоянии, и в таком случае будут закруглены оба окончания цилиндрического блока, иначе вращение просто не сможет осуществиться. В идеале такой изолированный блок-шарнир должен быть закруглен со всех сторон, т.е. иметь более или менее правильную сферическую форму (рис. 12). Отсюда легко сделать вывод, что и горизонтальные проекции сместителей сбросов обоих видов будут дугообразными; при этом дуги синтетических сбросов обращены в сторону просевшего блока выпуклой, а дуги анти-тетических сбросов – вогнутой стороной (ср. рис. 12, А и Б). Последние по геометрической конфигурации аналогичны циркообразным стенкам отрыва оползней.

Если представить теоретическую ситуацию, когда поле напряжений, создающее разрыв, действует как бы в свободном пространстве (т.е. само по себе, без каких-либо ассоциирующих полей), то последний будет выглядеть в плане в виде одной простой крупной дуги. Однако на самом деле деформация происходит в сплошной среде и в гравитационном поле, а если она концентрируется на глубине, то добавляется еще и вес вышележащих пород (литостатическая нагрузка). Все эти факторы обуславливают объемный и дискретный (в пространстве) характер деформации, рассредоточивая ее на большей площади (принцип распределенности тектонических деформаций, сформулированный В.В. Белоусовым [1971]). В силу этого следует ожидать, что линия каждого конкретного разрыва со смещением по падению сместителя (естественно, такого разрыва, крылья которого испытывают поворот), в плане будет состоять из гирлянды дуг приблизительно одинакового размера (рис. 13), а частота расположения (шаг) и длина последних будут зависеть от конкретных параметров разрушения. В наибольшей степени такая фестончатая форма должна быть характерна для глу-

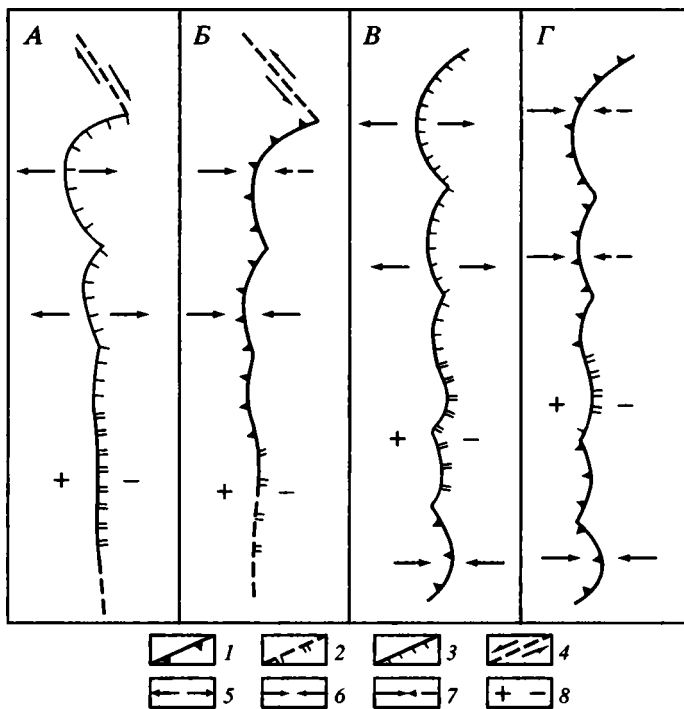


Рис. 13. Фестончатая конфигурация разрывов, характеризующихся смещением по падению сместителя. Направление вершин дуг и их относительный радиус кривизны зависят от кинематического типа нарушения и угла наклона его сместителя. Эти параметры могут меняться вдоль линии отдельного разрыва в результате изменения его амплитуды (нарастание смещения либо его затухание) и при взаимопереходах разрывов разной кинематики вдоль простирания (принципиальная схема, план)

А – постепенное затухание (вниз) наклонного антитетического сброса, сопровождающееся его выкручиванием и вероятным переходом в субвертикальный синтетический сброс; Б – затухание (вниз) синтетического взбросо-надвига, сопровождающееся его выкручиванием и вероятным переходом в субвертикальный антитетический, а затем в синтетический сброс; В – превращение наклонного антитетического сброса в субвертикальный синтетический сброс и затем – в антитетический взбросо-надвиг (за счет изменения наклона сместителя в обратную сторону); Г – превращение синтетического взбросо-надвига в антитетический (за счет последовательного изменения характера кривизны поверхности сместителя) через участок субвертикального синтетического сброса

1–4 – разрывы: 1 – взбросо-надвиги, 2 – субвертикальные синтетические сбросы (взрезы), 3 – наклонные листрические (антитетические) сбросы, 4 – возможные сдвиги; 5–8 – деформационные обстановки: 5 – горизонтальное растяжение, 6 – горизонтальное сжатие с выжиманием материала вверх, 7 – горизонтальное сжатие со скашиванием (простым сдвигом) параллельно земной поверхности, 8 – вертикальное смещение и скашивание (простой сдвиг) поперек земной поверхности

Fig. 13. Festoon-like configuration of dip-slip faults (in plan). Orientation of arc apexes and their relative radiuses of curveness (bending) are determined by kinematics of fault and a dip of its plane. These parameters may vary along a line of individual fault according to changes in its amplitude (increase or decrease of displacement) and kinematics (general scheme, plan)

А – Gradual termination (downward the figure) of gentle antithetic normal fault, which is accompanied by its steeping and probable transformation into subvertical synthetic normal fault; Б – Gradual termination (downward the figure) of synthetic thrust, which is accompanied by its steeping and probable transformation into subvertical antithetic thrust and then into subvertical synthetic normal fault; В – Transformation of gentle antithetic normal fault into subvertical synthetic normal fault and then into antithetic reverse fault (due to a change of fault plane dipping for reverse one); Г – Transformation of synthetic thrust into antithetic one (due to gradually changing curveness of fault plane). It occurs from segments of subvertical antithetic normal fault and then to synthetic normal fault

1–4 – faults: 1 – thrusts, 2 – subvertical synthetic normal faults (or subvertical reverse faults), 3 – gentle antithetic (listric) normal faults, 4 – probable strike-slip faults; 5–8 – deformational regimes: 5 – horizontal extension, 6 – horizontal compression compensated by upward squeezing-out of material; 7 – horizontal compression with simple shear parallel to the Earth's surface, 8 – vertical displacement and simple shear across the Earth's surface

бинных разрывов, крылья которых преодолевают значительный вес вышележащих пород (напомним, что мы исходим из постулата, что новейшая деформация генерируется в платформенном фундаменте). Можно также прогнозировать, что радиус кривизны дугообразных сбросов (для одного и того же разрыва) зависит от угла наклона сместителя. Например, уменьшение радиуса кривизны цирков антитетических сбросов вдоль простирания разрыва (т.е. появление относительно более изогнутых дуг) свидетельствует о выполаживании его сместителя и соответственно об усилении горизонтального растяжения (см. рис. 13, А, В, вверху), а то же самое для синтетических сбросов является признаком выкручивания и даже, возможно, перехода в антитетический взброс (см. рис. 13, В, внизу). Соответственно и уменьшение радиуса кривизны дуг, образованных синтетическими надвигами, также является признаком выполаживания этих разрывов и усиления сжатия и надвигания (см. рис. 13, Б, Г, вверху). Некоторые примеры таких новейших разрывов с анти- или синтетическим типом поворота крыла, погружающегося по падению сместителя, показаны на рис. 14, 15, 17 (см. также рис. 48, 88, 89).

Большинство известных в рассматриваемой части Восточно-Европейской и Скифской платформ взбросов и надвигов (Жигулевский, Елшанско-Сергиевский, Манычский) имеет антитетический характер: они лучше всего выражены в глубинных горизонтах, тогда как вверх выкручиваются, переходя около земной поверхности в субвертикальные взбросы. Соответственно поверхности их сместителей, как и у синтетических сбросов, выгибаются в вертикальном разрезе в сторону сместившегося вниз (в данном случае – поднадвигового) крыла (рис. 16, А, Б). Это означает, что и горизонтальная проекция линии сместителя тех и других должна выглядеть одинаково – в виде дуги, направленной выпуклостью к соседней впадине (см. рис. 16, А, Б). Именно такие плавные изгибы и образуют линии вышеперечисленных разрывов в плане (см. рис. 67, 75, 79). При некоторых условиях антитетические взбросо-надвиги и синтетические сбросы могут оказаться даже парагенетичными. Например, глубинные надвиги, если они затухают вверх по разрезу, у поверхности часто постепенно меняют наклон на обратный и переходят в параллельные им синтетические сбросы (результат того, что надвигающееся крыло приподымает поверхностные горизонты, вызывая их растяжение, см. рис. 16, Б, вверху профиля). Это явление доказано бурением и геофизическими данными для многих нефтегазоносных межгорных и предгорных прогибов. В рассматриваемом же регионе подобную позицию занимает, например, образовавшаяся в результате растяжения и синтетического вертикального изгиба Елшанско-Сергиевская флексура (Саратовские дислокации) по отношению к одноименному глубинному взбросу.

Выполаживающиеся вверх синтетические надвиги (которые образуются при сильном надвигании), по-видимому, реже встречаются в платформенных условиях. Исходя из направления кривизны их сместителей (см. рис. 16, Г) в плане они должны быть выражены дугами, вогнутыми в сторону просевшего (лежащего) крыла и в этом смысле неотличимы от антитетических сбросов. Дуги такого рода, явно имеющие надвиговое происхождение (рис. 17), дешифрируются на участках сопряжения широтного Северо-Донецкого надвига (альпийского возраста [Стовба, Стефенсон, 2000]) с диагональными правыми сдвигами северо-западного простирания, где, очевидно, его наклон выполаживается, а амплитуда увеличивается.

Таким образом, отличить на дешифрируемых материалах взбросо-надвиги от синтетических сбросов только по направлению дугообразного изгиба линии сместителя иногда бывает невозможно, и здесь нужны дополнительные призна-

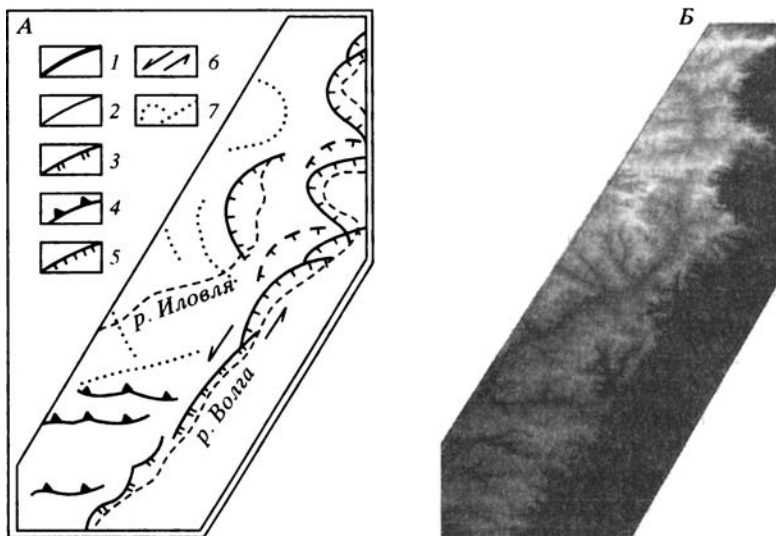


Рис. 14. Приволжский эрозионно-тектонический уступ в интервале между Волгоградом и Саратовом. Судя по тому, что линия разрыва состоит из гирлянды дугообразных отрезков, он на большем протяжении заметно наклонен, а кривизна и направление выпуклости дуг позволяют проследить изменение величины (и экспозиции?) этого наклона вдоль простирания, а также высказать предположения о кинематике смещения. На самом юге, около Волгограда и Балыкля, дизъюнктивные дуги направлены выпуклостью к востоку, т.е. в сторону опущенного крыла, что говорит о синтетическом (по выкручивающейся вниз сбросовой поверхности) либо антитетическом (по выполаживающейся вниз поверхности взброса) типе вращения опущенного и поднятого крыла соответственно, т.е. об обстановках вертикального флексурного изгиба либо даже горизонтального сжатия. В северном направлении, начиная с Камышина, вершины дуг направлены уже к западу, т.е. к поднятому крылу, – признак антитетического вращения сброшенного крыла, характерного для выполаживающихся вниз листрических сбросов (образующихся только при горизонтальном растяжении). Последовательное уменьшение радиуса кривизны дуг к северу (другими словами, увеличение их изгиба) свидетельствует о нарастании субширотного растяжения в данном направлении. Эшелонированный характер сбросовых дуг и их плановая асимметрия свидетельствуют о наличии левосдвиговой компоненты смещения вдоль Приволжско-Ергенинского уступа. Нарастание горизонтального растяжения к северу, а вертикального флексурного (взрезового) смещения, вероятно, сопровождающегося компонентой сжатия поперек уступа, – к югу, можно связывать с большей близостью южного отрезка последнего к коллизонной зоне, но нельзя исключить и влияние локальных причин, в частности, близкого соседства внутриплитных структур сжатия: Доно-Медведицких складчатых дислокаций и субширотных взбросов южного борта Окско-Донского прогиба (их восточные “хвосты” видны на крайнем юго-западе данного участка)

А – схема дешифрирования; Б – цифровая карта гипсометрии рельефа; 1–6 – разрывы: 1 – региональные, 2 – прочие, 3 – с видимым смещением по падению сместителя (наклон поверхности разрыва неясен, предположительно субвертикальный), 4 – взбросы, 5 – наклонные (листрические) сбросы, 6 – сдвиги; 7 – линейменты и кольцевые структуры

Fig. 14. The Privolzhsky erosional-tectonic escarpment between Volgograd and Saratov. A series of arc-shaped segments of the fault line indicates the fault plane to be noticeably tilted over a great distance. A curveness and convexity of arcs permit estimating variations (and exposition) of the tilt along the strike as well as kinematics of displacement. In the southernmost area near Volgograd and Gornyi Balyklei, the fault arcs are curved eastward, i.e. toward the downthrown side. This points to synthetic rotation of this side along normal fault plane steeping downward or to antithetic rotation of upthrown side along reverse fault plane flattening out downward. In this case the both deformations happened under vertical flexuring or even horizontal compression. To the north, beginning from Kamyshin, the arc apexes face westward, i.e. the uplifted fault side. This is evidenced of antithetic rotation of the down-

Рис. 15. Вешенско-Серафимовичский новейший разрыв, отделяющий Кантемировское поднятие от находящихся севернее Павловско-Мамонского трога и Калачского горста. Присутствие системы дуг вдоль линии разрыва, направленных выпуклостью в сторону просевшего крыла (здесь – северного), указывает на синтетический тип вращения последнего либо антитетический – поднятого (южного) крыла. Соответственно смещение по разрыву должно быть либо сбросовым (но только в обстановке не горизонтального растяжения, а вертикального флексурного изгиба), либо взбросовым (горизонтальное сжатие). О том, что это именно взброс, свидетельствуют присутствие линзовидных блоков в зоне разрыва (вероятный признак глубинного расщепливания и будинажа материала), а также правосдвиговый характер разрывов северо-западного простирания, обуславливающих смещение и эшелонированное расположение отрезков водораздела линейной в плане Донской гряды. К северному крылу Вешенско-Серафимовичского разрыва приурочен явно сопряженный с последним восточный отрезок Павловско-Мамонского плиоцен-четвертичного прогиба (широкая и переуглубленная долина Дона на данном участке), он резко наложен на находящийся севернее край Калачского горста и в таком аспекте выглядит как преднадвиговый желоб – своего рода передовой прогиб в миниатюре. Прогиб неоднократно смещается правыми сдвигами северо-западного простирания

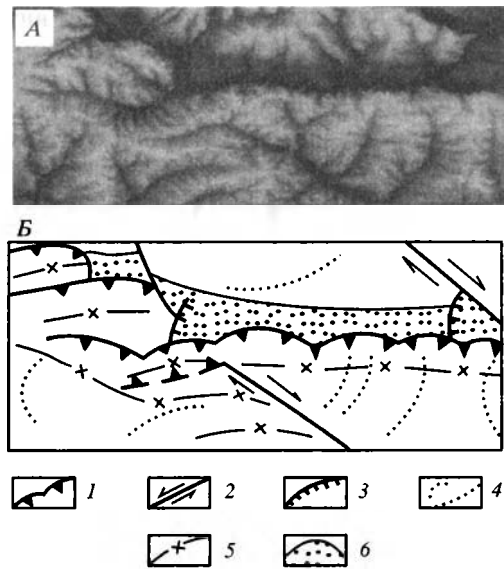


Рис. 15. А – цифровая карта гипсометрии рельефа; Б – схема дешифрирования; 1–3 – разрывы: 1 – взбросо-надвиги, 2 – сдвиги, 3 – наклонные (листрические) сбросы; 4 – линеаменты и кольцевые структуры; 5 – оси линейных водоразделов; 6 – приразрывные (принадвиговые?) позднечетвертичные впадины

Fig. 15. The recent Veshenskaya-Serafimovich fault separating the Kantemirovka high from the Pavlovsk-Mamon trough and the Kalach horst in the north. Occurrence of a system of arcs along the fault line, which are convex toward the downthrown side (northern, in this case), suggests synthetic rotation of the latter or antithetic rotation of the uplifted (southern) side. Respectively, the fault must be either a steep normal fault resulted from vertical flexure rather than horizontal extension or a reverse fault formed under horizontal compression. The second variant is indicated by the presence of lens-shaped blocks typical of thrusts zones as well as by dextral kinematics of faults of northwestern strike responsible for offsets and en echelon arrangement of watershed segments of the linear Don range. The sunken (northern) side of the Veshenskaya-Serafimovich fault is combined with the eastern segment of the Pliocene-Quaternary Pavlovsk-Mamon trough in form of a wide and over-deepened Don valley in this area. The trough is sharply superimposed on the southern margin of the Kalach horst and, so resembles a foredeep in miniature. The trough was repeatedly displaced by dextral strike-slip faults of northwestern orientation

A – digital elevation model; B – scheme of interpretation; 1–3 – faults: 1 – thrusts, 2 – strike-slip faults, 3 – gentle (listric) faults; 4 – lineaments and ring structures; 5 – axes of linear watersheds; 6 – recent fault-related basins

thrown side, which is characteristic of the listric normal faults flattening out downward and formed under horizontal extension only. The gradual decrease of arc radius northward (or, in other words, increase of arc bending) witnesses of growing sublatitudinal extension in this direction. En echelon arrangement of the normal fault arcs and their asymmetry in plane suggest a sinistral component of displacement along the Privolzhsky escarpment. The growth of horizontal extension to the north and simultaneous increase of vertical flexure, which may be accompanied by a component of horizontal compression across the escarpment, to the south may be due to the position of the southern segment of the escarpment in greater vicinity to the Alpine collision zone. However, we should not exclude the local effects, such as the neighborhood of intraplate compression structures: the Don-Medveditsa deformations and sublatitudinal reverse faults of the southern edge of the Oka-Don basin

A – digital elevation model; B – scheme of interpretation; 1–5 – faults: 1 – regional-extent (general), 2 – other, 3 – with observable dip-slip offset, 4 – thrusts, 5 – gentle (listric) normal faults; 6 – strike-slip faults; 7 – lineaments and ring structures

	А Синтетический сброс	Б Антитетический взбросо-надвиг	В Антитетический сброс	Г Синтетический взбросо-надвиг
Профиль				
План				



ки, указывающие на обстановку сжатия и активного воздымания крыльев разрыва. В качестве таких признаков можно использовать характерные для надвиговых зон линзовидные (веретенновидные) блоки, образующиеся при крупномасштабном будинаже в зонах сжатия и хорошо дешифрирующиеся по особенностям рельефа (рис. 15). Кроме того, надвинутые крылья часто сопровождаются вытянутыми вдоль разрыва, аномально поднятыми (выжатые?) узкими линейными грядами, а поднадвиговые – линейными прогибами. На участках сочленения взбросо-надвигов со сдвигами возникают структурные рисунки типа трапеции, синусоиды или “коленчатого вала” [Копп и др., 1963] (см. рис. 18, 88, 89).

Разрывы со смещением по простираанию сместителя (сдвиги). В силу того, что, как уже отмечалось, новейшие глубинные разрывы платформенной области на поверхности обычно представлены нерезкими флексурами и зонами ступенчатого малоамплитудных разрывов, здесь нигде не удалось увидеть столь характерное для сдвигов горных территорий систематическое смещение долин и других форм рельефа (может быть, это в какой-то мере обусловлено недостаточной разрешающей способностью использованных нами материалов). Представляющий практически единственное исключение из данного правила Жигулевский разрыв, прорезающий весь осадочный чехол и поэтому выраженный на поверхности очень четкой узкой линией, сопровождается левосторонним смещением раннеплейстоценовой долины р. Усы на расстояние порядка 2 км (см. рис. 77). Поскольку это смещение одиночное, то его можно трактовать и как результат первично кулисного расположения сегментов долины, развивавшейся одновременно со сдвигом. Тем не менее левосторонний характер Жигулевского



Рис. 16. Конвергентность геометрической конфигурации линии сместителя разных разрывов, характеризующихся смещением по падению сместителя (принципиальная схема, разрез и план). Синтетический сброс (А) и антитетический надвиг (Б), хотя и образуются в принципиально разных динамических обстановках, но благодаря одинаковой экспозиции искривленной поверхности сместителя (с выпуклостью к просевшему крылу) могут в плане выглядеть одинаково – в виде дуг, выгибающихся в сторону последнего. По той же причине могут окантаться в данном смысле неотличимы антитетические сбросы (В) и синтетические надвиги (Г), только образованные ими дуги обращены в противоположную сторону

1–4 – на профилях: 1 – поверхность земли, 2 – деформируемый слой, 3 – разрыв (стрелка указывает направление смещения активно двигающегося крыла, 4 – направление поворота крыльев разрыва; 5–8 – в плане: 5 – поднятое (плюс) и опущенное (минус) крылья разрыва, 6–8 – разрывы (треугольники и бергштрихи направлены по падению сместителя): 6 – взбросо-надвиги, 7 – субвертикальные сбросы (взрезы), 8 – наклонные ластрические сбросы; 9–12 – деформационные обстановки: 9 – вертикальное смещение и скашивание (простой сдвиг) поперек земной поверхности, 10 – горизонтальное сжатие с выжиманием материала вверх, 11 – горизонтальное растяжение, 12 – горизонтальное сжатие со скашиванием (простым сдвигом) параллельно земной поверхности

Fig. 16. Convergence of geometric traces of dip-slip faults of different kinematics (general scheme, section, and plan)

Synthetic normal fault (A) and antithetic thrust (B) although formed in essentially different stress regimes, they may have in plan a similar configuration of arcs curved toward the downthrown side due to the same exposition of convex fault planes facing the latter side. For the same reason, antithetic normal faults (B) and synthetic thrusts (Г) may have similar configuration in plan, with the only difference that arc-shaped traces of these faults facing the downthrown sides are concave

1–4 – in profiles: 1 – Earth surface, 2 – deformed bed, 3 – fault (arrow points to the direction of active movement of sides); 4 – direction of block rotation; 5–8 – in plan: 5 – uplifted (plus) and downthrown (minus) fault sides, 6–8 – faults (apexes of triangles and bergstriches are directed according to fault dipping plane: 6 – thrusts, 7 – sub-vertical dip-slip faults (reverse faults and steep normal faults), 8 – inclined normal faults; 9–12 – deformation environments and stress regimes: 9 – vertical displacement and simple shear across the Earth surface, 10 – horizontal compression compensated by upward squeezing-out of material, 11 – horizontal extension, 12 – horizontal extension accompanied by simple shear parallel to the Earth surface

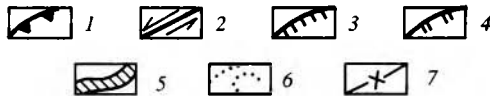
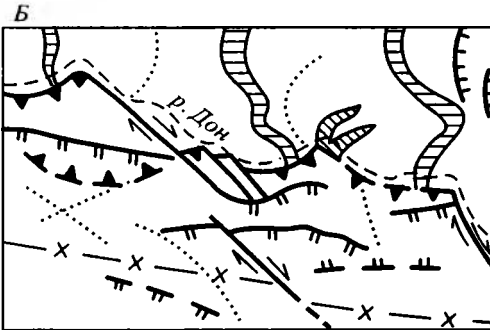
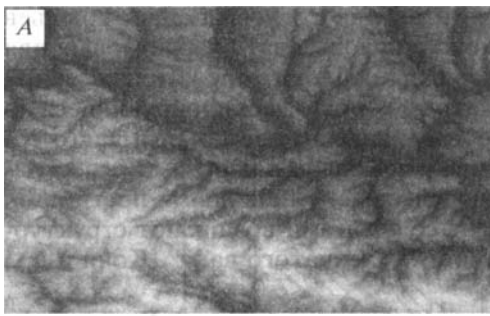


Рис. 17. Строение Северо-Донецкой зоны кулисообразного сочленения широтных северовергентных взбросо-надвигов и правых сдвигов северо-западного простирания, в совокупности образующих зону ступенчатого строения. На участках сочленения сдвигов и взбросо-надвигов последние образуют вогнутые к северу (в сторону лежащего крыла) дуги, что свидетельствует о синтетическом подвороте крыльев разрывов. На висячих крыльях взбросо-надвигов присутствуют параллельные им широтные антитетические взбросы южной экспозиции, которые указывают на некоторое дополнительное сжатие и выжимание висячих крыльев вверх. Лежащие крылья осложнены зигзагообразными в плане раздвиговыми долинами, свидетельствующими уже об обстановке субширотного растяжения, а не субмеридионального сжатия

А – цифровая карта гипсометрии рельефа; Б – схема дешифрирования; 1 – взбросо-надвиги; 2 – сдвиги; 3 – наклонные сбросы; 4 – субвертикальные сбросы (взрезы); 5 – раздвиги; 6 – линейменты и кольцевые структуры; 7 – оси водоразделов

Fig. 17. The stepped Northern Donets zone of an echelon junction of latitudinal north-vergent thrusts and dextral strike-slip faults of north-western orientation. At the junction of dextral strike-slip faults and thrusts, the latter form

arcs, which are concave to the north (i.e. to the downthrown (lying) side) and so indicative of synthetic rotation of fault sides. Hanging sides of the thrusts are combined with subparallel latitudinal antithetic thrusts facing south. These thrusts suggest extra compression and upward squeezing-out of the hanging sides. The lying sides are complicated by zigzag-shaped (break-away ruptures) valleys evidencing for sublatitudinal extension rather than submeridional compression

А – digital elevation model; Б – scheme of interpretation; 1 – thrusts; 2 – strike-slip faults; 3 – inclined normal faults; 4 – subvertical normal faults and reverse faults; 5 – break-away ruptures; 6 – lineaments and ring structures; 7 – axes of watersheds

разрыва независимо подтверждается особенностями регионального структурного рисунка и данными мезотектонических наблюдений, так что в таком аспекте геоморфологические данные о левом сдвиге представляются бесспорными (хотя вопрос о его амплитуде может обсуждаться).

Кроме того, разрывы со сдвиговой составляющей выявляются по приблизительно прямолинейной или слабо изогнутой форме в плане, секущему характеру и диагональной ориентировке по отношению к генеральному морфоструктурному плану, отсутствию или худшей выраженности вертикального смещения, а также по наличию характерных для сдвигов веерообразных расщеплений. Дугообразная фестончатость, присущая, как мы пытались показать, всем видам разрывов со смещением по падению сместителя, в зонах настоящих (чистых) сдвигов встречается редко, а если присутствует, то в сильно искаженном, асимметричном виде. Зато часто проявляется эшелонированное внутреннее строение, не столь характерное для разрывов со смещением по падению сместителя.

За отсутствием других признаков, встречающаяся повсеместно кулисообразность становится бесценным индикатором кинематического типа сдвига. Ча-

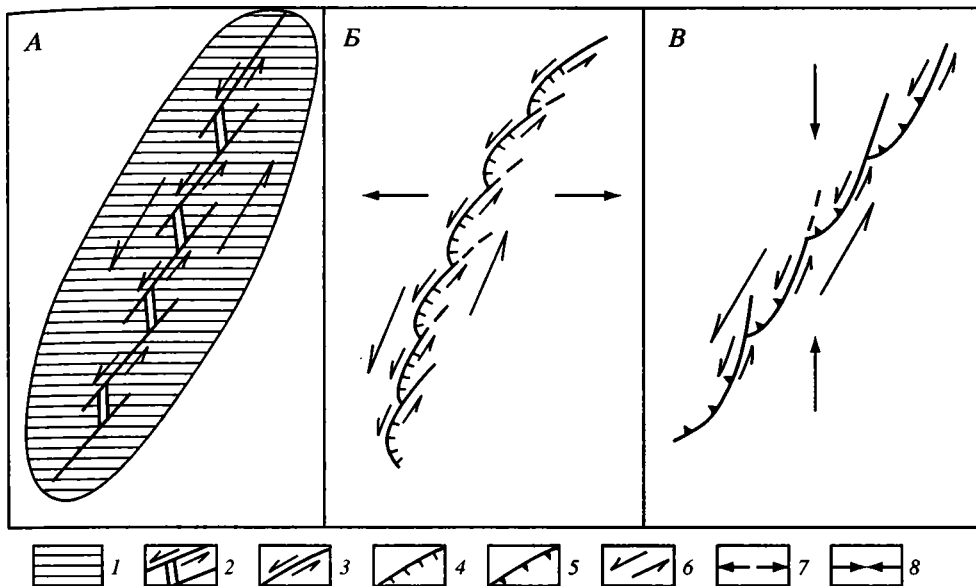


Рис. 18. Кулисное строение сдвиговых зон

А – принципиальная схема, иллюстрирующая способ определения знака сдвига по типу кулисности. Если эшелонированные трещины или небольшие разрывы – сколы со смещением по простиранию сместителя (а не раздвиговые отрывы), то их кулисное расположение указывает на общий сдвиг того же знака, что и вдоль каждого из них. Если кулисно расположенные трещины были бы раздвигами, то знак сдвига оказался противоположным. В этом случае образующиеся на сочленениях кулисных отрывов зияния (пулл-апараты) не будут мешать скольжению зазубренных стенок главного сдвига; Б, В – структурные рисунки эшелонированных сдвигов (план), образующиеся в обстановках трансензии (Б) и транспрессии (В). Осложняющие линию главного разрыва фестончатые дуги сбросовой либо взбросовой природы, интегрируясь с кулисными мелкими сдвигами, приобретают сильно асимметричную форму. На их растянутых флангах, вытянутых близко к простиранию главного разрыва, концентрируется сдвиговое смещение, короткие же фланги остаются соответственно сбросовыми (Б) либо взбросовыми (В)

1 – деформируемый материал; 2 – пулл-апаратные зияния на участках сочленения соседних кулисных сдвигов; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – взбросо-надвиги; 6 – направление сдвига вдоль главного разрыва; 7 – горизонтальное растяжение; 8 – горизонтальное сжатие

Fig. 18. En echelon structure of horizontal shear zones

А – General scheme showing how a kinematic sign of strike-slip fault can be determined from geometry of en echelon arrangement of its segments. If fractures of minifaults have a strike-slip but not break-away character, their en echelon arrangement indicates a general shear to have the same sign as that of shears along each of segments. In this case, pull-apart gaps appeared at the conjunction of strike-slip segments would do not prevent slipping of notched sides of the major strike-slip fault; Б, В – Structural patterns of en echelon arranged strike-slip faults characteristic of transension (Б) and transpression (В) situations. Being complicated by en echelon arranged strike-slip faults, the festoon-like arcs of normal or reverse faults acquire sharply asymmetrical shape in plan. Their long flanks stretching almost parallel to the major fault trace experience active strike-slip displacement, whereas short flanks retain their normal (Б) or reverse (В) fault character

1 – deformed material; 2 – pull-apart gaps at conjunctions of en echelon arranged strike-slip faults; 3 – strike-slip faults; 4 – normal faults; 5 – thrusts (reverse faults); 6 – direction of horizontal shear along the major fault; 7 – horizontal extension; 8 – horizontal compression

стое, наподобие черепицы, кулисообразное сочленение соседних звеньев показывает, что крылья разрыва способны двигаться лишь в одном из двух возможных направлений (рис. 18, А). В данном смысле такая кулисная сдвиговая зона ничем не отличается от зеркала скольжения (в разрезе), где направление движения флангов мезоразрыва определяется по экспозиции заусениц. По результатам дешифрирования, ритмичная сдвиговая кулисность характерна для

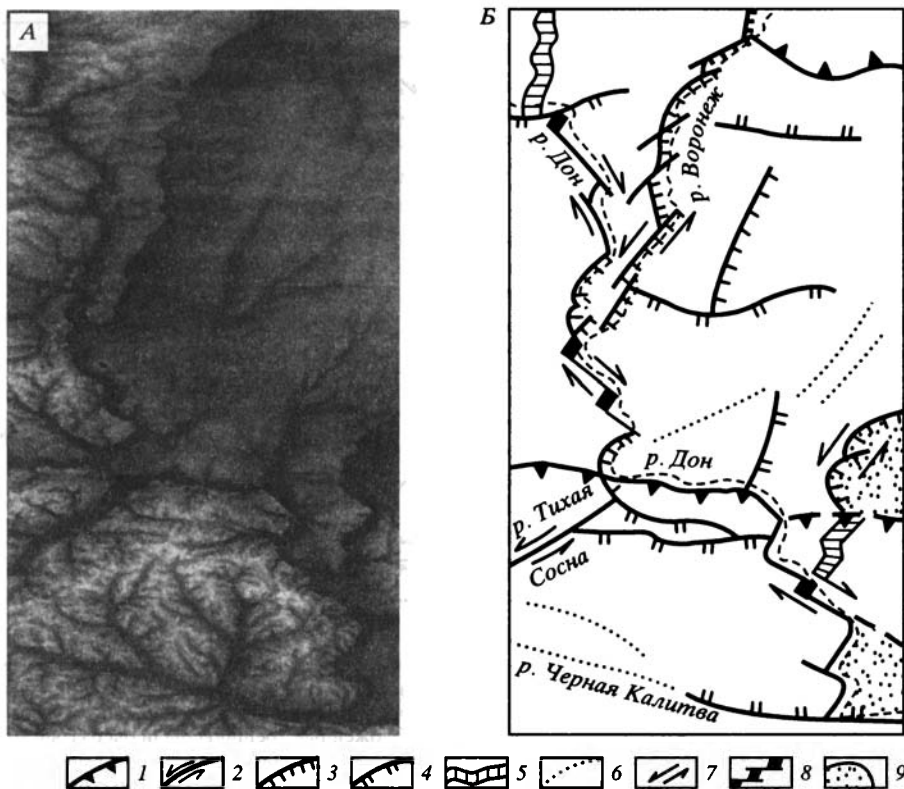


Рис. 19. Новейшие сдвиги в юго-западном углу Окско-Донского прогиба. Субмеридиональные эрозионно-тектонические уступы, образующие западные (правые) борта долин рр. Воронеж и Дон на данном участке, состоят из вогнутых к востоку (в сторону просевших крыльев) дуг, указывающих на компоненту субширотного горизонтального растяжения. Однако они характеризуются и очевидным кулисным внутренним строением, так как состоят из подставляющих друг друга прямолинейных отрезков, прилегающих один к другому наподобие черепицы. Сдвиговое смещение вдоль такой эшелонированной системы может происходить только в одном направлении: попутно укладке “черепицы”, образующей нечто вроде зеркала скольжения. Около разрывов, отклоняющихся от общего субмеридионального простирания к северо-востоку, знак кулисности свидетельствует о левом сдвиге, а к северо-западу – о правом. В районе Воронежа–Павловска, где зона разрывов (к которой приурочена долина Дона) принимает устойчивую северо-западную ориентировку, кулисность везде правосдвиговая. На участках сочленения освобождающего типа, как и следует ожидать, долина Дона испытывает аномальные поперечные расширения, напоминающие впадины типа пулл-апарт. Если последние образовались при субширотном растяжении, то знак сдвига вдоль всей такой зоны может быть только правосторонним. Находящаяся в крайнем юго-восточном углу площади крупная Павловская поперечная впадина, вероятно, представляет собой пулл-апартный бассейн между Павловским и Мамонско-Вешенским кулисными сегментами разрывной зоны. Напротив, на единственном здесь изгибе задерживающего типа (субширотный отрезок Дона между устьем р. Тихая Сосна и крутым его поворотом к юго-востоку в районе г. Лиски) локализуется сжатие: долина сильно сужается, и ее правый берег становится особенно крутым, линия разрыва сопровождается взбросовыми (?) дугами, выпуклыми в сторону просевшего крыла. Находящийся южнее Острожский свод, будучи в целом изометричным, все-таки осложнен линейной Дивногорской грядой, вытянутой вдоль разрыва. Последняя тектонически выжата вверх (поскольку на юге она тоже ограничена разрывом взбросового типа, хоть и не столь крупным, как с северной стороны) и на западе подпруживает устье поперечной долины р. Тихая Сосна. Таким образом, вся рассматриваемая зона разрывов юго-восточного угла Окско-Донского прогиба состоит из сочетания субмеридиональных сбросов, правых сдвигов северо-западного и взбросов широтного простирания – что отвечает обстановке субширотного растяжения и субмеридионального сжатия

многих новейших разрывов Окско-Донского прогиба и Поволжья (рис. 19, см. рис. 14, 88, 89); в ряде случаев она помогла установить знак смещения по ним. В особенно крупных сдвиговых зонах на участках сочленения соседних кулисных разрывов обособляются впадины пулл-апартовой природы. Например, заметный каскад небольших бассейнов типа "пулл-апарт", выраженных в виде участков локального расширения речных долин, хорошо виден между Воронежем и Павловском в зоне регионального Липецко-Серафимовичского новейшего разрыва, ограничивающего с юго-запада Калачский горст (см. рис. 19, юго-восточная часть).

Если сдвиг сопровождается компонентой сброса или взброса, то линия сместителя состоит из кулисно расположенных, сильно асимметричных в плане дуг, растянутые фланги которых соответствуют направлению кулисных сегментов сдвига (см. рис. 18, Б, В, 14, 19).

Разрывы со смещением поперек сместителя (раздвиги и содвиги). По результату дешифрирования цифровых карт района Окско-Донского прогиба установлено, что многие субмеридиональные долины, концентрирующиеся в центральной части последнего (рр. Битюг, Савала, Карачан, Цна, Мокша и др.), имеют своеобразную морфологию, которая может быть признаком обстановки

←

А – цифровая карта гипсометрии рельефа; Б – схема дешифрирования: 1–5 – разрывы: 1 – взбросо-надвиги, 2 – сдвиги, 3 – наклонные (листрические) сбросы, 4 – с видимым смещением по падению сместителя (наклон поверхности разрыва неясен, может быть субвертикальным либо направленным в сторону поднятого крыла, т.е. взбросовым), 5 – раздвиги (отрывы); 6 – линейменты; 7 – широкие зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 8 – участки русел рек, расширенные из-за подпруживания разрывами; 9 – приразрывные позднечетвертичные впадины

Fig. 19. Recent strike-slip faults of the southwestern corner of the Oka-Don basin. Submeridional erosional-tectonic escarpments forming the western (right) flanks of the Voronezh and Don river valleys represent arcs concave eastward (i.e., toward downthrown fault sides) and indicating a component of sublatitudinal horizontal extension. In addition, the escarpments are obviously arranged en echelon, being composed of overlapping rectilinear segments (similar to roof tiles). Along such a fault system the strike-slip displacement may only occur in one direction, i.e., the same as that of arranging tiles, which serve as a slickenside surface. It is worth attention that the faults deviating to northeast from the standard submeridional strike are characterized by the sinistral type of inner en echelon arrangement, whereas those deviating to northwest, by the dextral type. In the Voronezh-Pavlovsk region, the main fault zone, which the Don valley is confined to in this segment, has a stable NW orientation and en echelon arrangement is characteristic of dextral displacement everywhere. As expected, in arcs conjunction of releasing type the Don valley becomes anomalously wide to form a sort of pull-apart basins. If such basins were formed under sublatitudinal extension, the shear along the entire zone might be only dextral. A big Pavlovsk transverse basin situated in the extreme southeastern corner of the picture area is supposed to be a pull-apart basin between en echelon arranged Pavlovsk and Mamon-Veshenskaya segments of the main fault zone. On the contrary, the only constraining bend (the sublatitudinal segment of the Don valley between the Tikhaya Sosna mouth and the sharp knee-shaped turn of the Don to SE near the town of Liski) is accompanied by local compression: the Don valley becomes much narrower and its right bank, much steeper; fault trace being complicated by thrust(?) like arcs convex toward the sunken side. In the south, the generally isometrical Ostrogzhsky high is complicated by the linear Divnogorsk range stretching along the fault. Being constrained by a thrust-type fault in the south (although not so big as than in the north) the range was tectonically squeezed upward and dams the Tikhaya Sosna valley mouth in the west. So, the entire fault zone of the southwestern corner of the Oka-Don basin represents ensemble of normal faults of submeridional strike, dextral strike-slip faults oriented NW-SW and thrusts of sublatitudinal orientation, which corresponds to the deformational environment of sublatitudinal extension and submeridional compression

А – digital elevation model; Б – scheme of interpretation; 1–5 – faults: 1 – thrusts and reverse faults, 2 – strike-slip faults, 3 – inclined (listric) normal faults, 4 – faults with observable dip-slip (steep normal or reverse) displacement, 5 – break-away fractures; 6 – lineaments; 7 – wide simple shear zones in horizontal plane; 8 – channel segments widened by fault damming; 9 – fault-related Late Quaternary basins

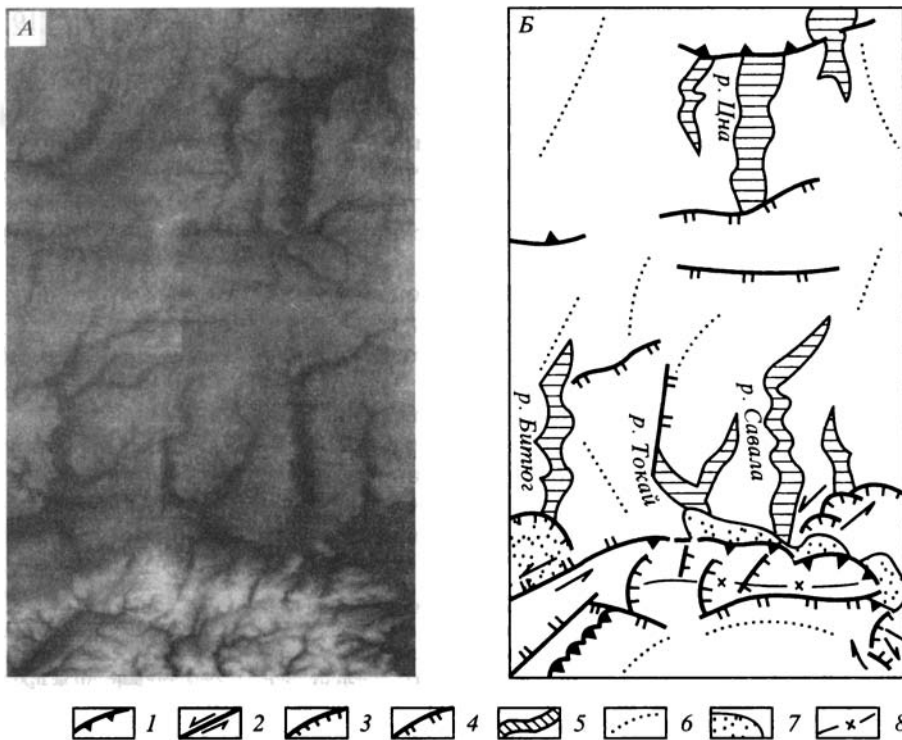


Рис. 20. Раздвиги осевой зоны Окско-Донского прогиба выражены меридиональными, зигзагообразными в плане долинами рр. Битюг, Токай, Елань, Савала и др., обладающими трогообразным поперечным профилем (крутые борта, расширенное дно). Вертикальные стенки долин имеют рваную конфигурацию, их можно совместить при сближении. Раздвиговые долины образуют Савальско-Цнинско-Мокшинскую меридиональную полосу, которая, с одной стороны, маркирует осевую зону Окско-Донского прогиба, а с другой – находится как раз напротив Калачского трапециевидного горста (выдвинувшегося к северу по сдвигам и, очевидно, игравшего роль локального индентора). Последний на севере ограничен крутым эрозивно-тектоническим уступом, геометрия которого соответствует взбросу либо крутонаклонному синтетическому сбросу. Об обстановке сжатия говорит присутствие околоразрывной линейной гряды (узкий водораздел Калачской возвышенности), осложняющей изометричный (в целом) горст и аномально выжатой вверх по субширотным взбросам с южной стороны. К резкой границе Калачского трапециевидного блока с Окско-Донским прогибом приурочен узкий приразрывный (принадвиговый?) прогиб, выраженный переуглубленными широтными отрезками долин притоков Дона и Хопра. Прогиб неоднократно пережимается в плане, что связано либо с его перекрытием по надвигу, либо (скорее) со смещением по опережающим последний небольшим правым сдвигам

А – цифровая карта гипсометрии рельефа; Б – схема дешифрирования: 1–5 – разрывы: 1 – взбросо-надвиги, 2 – сдвиги, 3 – наклонные (листрические) сбросы, 4 – с видимым смещением по падению сместителя (наклон поверхности разрыва неясен, может быть субвертикальным либо направленным в сторону поднятого крыла, т.е. взбросовым), 5 – раздвиги (отрывы); 6 – линейменты; 7 – приразрывные позднечетвертичные впадины; 8 – оси водоразделов

Fig. 20. Break-away ruptures of the axial part of the Oka–Don basin, which are manifested in meridional zigzag-shaped valleys of Bityug, Tokai, Elan', Savala and other rivers. The valleys have trough-like transverse profile with steep flanks and widen bottoms. The steep opposite valley flanks have broken geometry in plane and can be brought into coincidence. The break-away fault valleys form the meridional Savala-Tsna-Moksha stripe, which marks the axial zone of the Oka–Don basin in the one side and opposes the Kalach trapezoid horst moving northward along strike-slip faults and probably playing a role of a local indenter in the other side. In the north the horst is limited by a steep erosional-tectonic escarp with geometry in plane characteristic of thrust or steep normal fault. The compression

of the northern Kalach horst is also evidenced by a linear fault-related range (the narrow watershed of the Kalach elevation), which complicates the generally isometrical horst and is anomalously squeezed-up along sublatitudinal reverse fault in the southern side. At the sharp boundary between the Kalach trapezoid block and the Oka-Don basin, there is a narrow thrust-related (?) trough expressed by the overdeepened latitudinal segments of valleys of Don and Khopyor tributaries. In plan the trough repeatedly contracts owing to being either overlapped by thrust or, more likely, displaced along secondary dextral strike-slip faults feathering the latter

A – digital elevation model; B – scheme of interpretation; 1–5 – faults: 1 – thrusts and reverse faults, 2 – strike-slip faults, 3 – inclined (listric) normal faults, 4 – faults with observable dip-slip (steep normal or reverse) displacement, 5 – break-away ruptures; 6 – lineaments; 7 – fault-related Late Quaternary basins; 8 – axes of watersheds



горизонтального растяжения. Склоны долин изобилуют циркообразными сбросовыми дугами с длиной до нескольких десятков километров; кроме того, противоположные стенки многих долин имеют рваную зигзагообразную конфигурацию и подобно рифтовым трогам могут быть совмещены (рис. 20, см. рис. 88, 89). При этом субмеридиональные отрезки зигзагообразных речных систем, как правило, шире и по особенностям внутренней структуры больше напоминают сбросы, а диагональные (северо-западного и северо-восточного простирания) отрезки обычно более узкие и спрямленные и несут признаки сдвига (ритмичная кулисность линии сместителя). Эти признаки, а также трогообразный поперечный профиль позволяют заключить, что указанные долины развились по раздвигам (мегатрещинам отрыва), образовавшимся в обстановке транстензии.

В некоторых случаях могут быть установлены и разрывы со сжатием поперек сместителя (придвиги, по Е.И. Паталахе [1976], или содвиги⁶, по Л.М. Расцветаеву [1973, 1991]). В этом смысле обращают на себя внимание крупные субширотные разрывы на юге Окско-Донского прогиба: Лискинско-Новохоперский и Мамонско-Вешенский. В их южных поднятых (а скорее всего, надвинутых) крыльях присутствуют тесно прижатые к линии сместителя узкие линейные гряды (Дивногорская, Беспаловская, Донская), с южной стороны обычно ограниченные небольшим, но зато четко выраженным прямолинейным уступом южной экспозиции, антитетическим по отношению к основному разрыву (см. рис. 19, 20, нижние части; а также рис. 88, 89). Подобная морфология гряд позволяет предположить, что они представляют собой валики сжатия (структуры типа *pop-up*, по [Silvester, 1988]), образовавшиеся при выжимании материала из тесно сжатых в поперечном сечении взбросо-надвиговых зон. Характерно, что структуры такого рода присутствуют на участках наиболее сильного выдвигания трапецевидных блоков к северу.

3.3. СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТРЕЩИННЫХ МЕЗОСТРУКТУР

Вводные замечания. Трещиноватость платформенной области Юго-Восточной Европы изучалась в самых разных аспектах, прежде всего в связи с прикладными задачами нефтяной и инженерной геологии [Дорофеева, 1986; Дорофеева и др., 1965; Николаев, 1958; Новикова, 1951; Пермьяков, 1949]. Происхождение и возраст мезоструктур рассматривались в целом недостаточно и главным образом в связи с представлением о планетарной трещиноватости, образующей-

⁶ Л.М. Расцветаев считает содвиги более широким классом структур, который среди прочих элементов (тектонических швов, кливажа, стилолитов и др.) включает и придвиги.

ся в поле действия ротационных сил [Баева, 1968; Шульц, 1964, и др.]. При этом обычно выделялись четыре повсеместно распространенные системы трещин: две ортогональные (субширотного и субмеридионального простирания) и две диагональные (северо-западной и северо-восточной ориентировки). В некоторых работах последних лет аргументируется наличие всего двух устойчивых систем трещин северо-западного и северо-восточного простирания [Грачев, 2001], образование которых объясняется действующим в течение всего фанерозоя давлением порового флюида: изначальная структурная анизотропия ложа бассейна определяет возникновение стабильного каркаса длительно развивающихся магистральных зон повышенной проницаемости, которые обеспечивают ориентировку трещин второго порядка.

Как видим, основное внимание цитируемые исследователи уделяют проблеме происхождения первичной (литификационной) трещиноватости. Вопросы же о ее преобразовании в тектоническую и о влиянии на мезоструктуру рассматриваемых платформ движений, происходивших в соседних складчатых поясах (относительный вклад герцинских, раннекиммерийских и альпийских деформаций и возможность различать их в суммарном структурном ансамбле), остаются, по существу, неисследованными. Ориентировка действовавших сил, если и определялась, то только очень провизорно – по биссектрисе угла между трещинами, которые при этом предположительно считаются сопряженными. Кинематическая же характеристика самих трещин для этого не использовалась, хотя уже давно имеются литературные указания на присутствие борозд скольжения и других кинематических индикаторов [Лобов, 1958; Пермяков, 1949; Соколов, 1937; Шатский, 1945].

Опыт специальных мезоструктурно-кинематических исследований, направленных на выяснение поля деформаций рассматриваемого региона, насчитывает всего несколько лет [Гущенко, 1999; Гущенко и др., 1999; Копп, 1999а; Копп, Тверитинова, 1999, 2001; Копп и др. 1999б, в, 2000] – но уже сейчас он показывает перспективность подобного подхода к изучению обстановки деформирования платформенной области.

Выбор представительных мезоструктур для структурно-кинематического анализа. Из всей массы трещин, присутствующих в обнажении, мы выбирали только те, которые сопровождаются какими-либо следами движения крыльев: бороздами и зеркалами скольжения, жилами, стилолитами, признаками смещения и подворота слоев. Кроме того, использовались особенности мезоструктурного рисунка: эшелонированное строение трещин, геометрия их виргаций, структурные аномалии на участках сочленения соседних кулис (пулл-апарты, дуплексы) и др.

Сразу оговоримся, что для платформенной трещиноватости все эти кинематические индикаторы не столь выразительны, как для орогенной, например, на Кавказе и Копетдаге. Поэтому можно понять тех исследователей, которые вообще отрицают наличие подобных структур на платформах, особенно в местах, где осадочный чехол залегает субгоризонтально (А.Ф. Грачев, дискуссия на 34-м Тектоническом совещании, Москва, 2001 г.). Тем не менее многочисленные зеркала скольжения зафиксированы нами [Копп, 1999а; Копп и др., 2000] и независимо О.И. Гущенко [Гущенко и др., 1999] даже в Воронежском и Московском регионах, где отсутствуют крупные зоны внутриплитных дислокаций. По свидетельству ряда геологов (Ю.А. Волож, А.С. Застрожных, В.В. Саввин, Н.М. Яковлев) часто встречаются зеркала в кернах буровых скважин в Поволжье и Прикаспийской впадине, а в зонах внутриплитных дислокаций (Доно-Медведицкой, Саратовской, Жигулевской и др.), где наклоны слоев иногда достигают 50–70°,

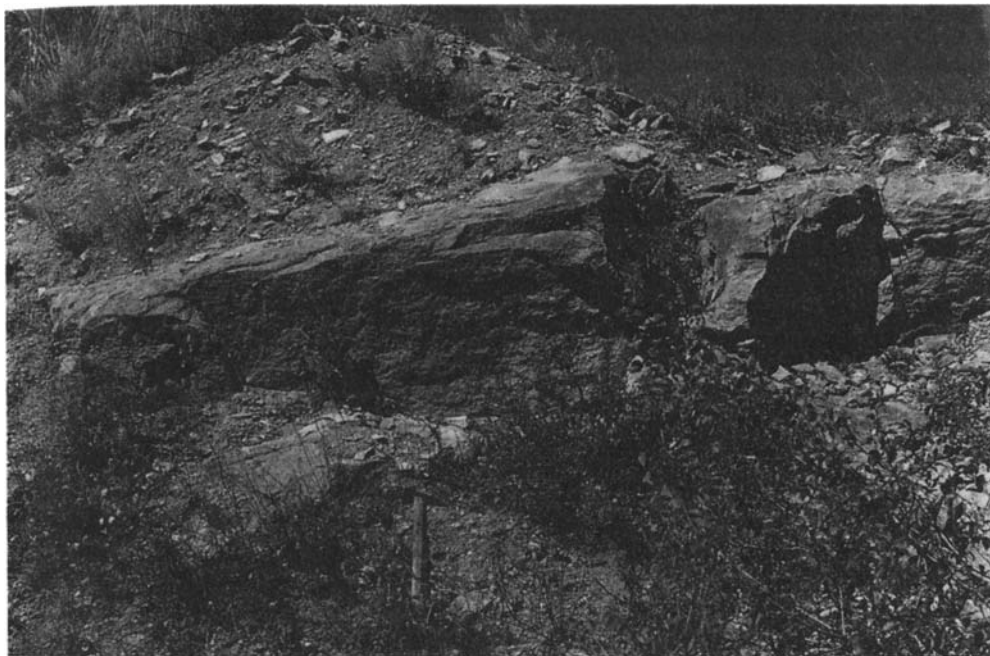


Рис. 21. Взбросовое зеркало скольжения в известняках казанского яруса перми (с. Гребени к северу от Оренбурга)

Fig. 21. Thrust slickenside in the Lower Permian limestones. Grebeni Village to the north of Orenburg

их присутствие вообще никого не должно удивлять. Далее, зеркала скольжения и стилолиты фиксируются в субгоризонтальных платформенных слоях Северной Африки и Западной–Центральной Европы [Bergerat, 1983; Letouzey, Tremolieres, 1980].

Так что очевидно, все указанные кинематические индикаторы, и зеркала скольжения в том числе, представляют собой объективную реальность для платформенных условий (нами здесь замерено более 8000 мезоструктур, из них около 6000 – с кинематикой). Однако, поскольку найти эти образования все-таки сложнее, чем в орогенических областях, рассмотрим подробнее особенности их морфологии и экспозиции.

Зеркала скольжения в карбонатных породах изученных нами платформенных районов редко превышают в поперечнике 1 м (рис. 21), обычно же их размеры составляют не более 10–20 см (напомним, что в складчатых зонах, в породах сходного состава, размеры крупных зеркал скольжения могут достигать нескольких десятков метров). Штрихи на поверхности зеркал чаще всего тонкие (миллиметровые), хотя в отдельных случаях их ширина может достигать нескольких сантиметров. По происхождению преобладают механические борозды, образовавшиеся при процарапывании стенок трещин песчинками и другими жесткими включениями, борозды растворения встречаются гораздо реже, главным образом в чистых мергелях и писчих мелах сенона.

Размеры и скульптурная выразительность зеркал скольжения зависят от типа пород и структурной ситуации.

Наибольшие из них (хотя часто довольно грубые) встречаются в известняках и доломитах среднего–верхнего карбона и казанского яруса перми (см.

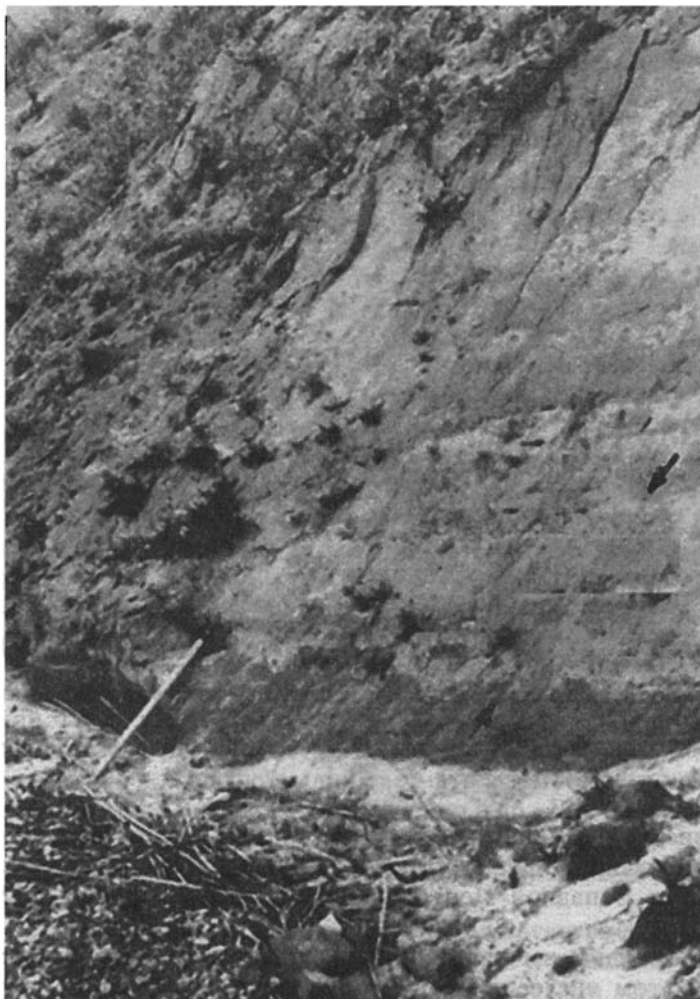


Рис. 22. Сбросо-правосдвиговое зеркало скольжения в алевролитах хвалынского горизонта квартера (с. Дубовка – Приволжско-Ергенинский уступ южнее Камышина). Стрелками указано направление борозд скольжения

Fig. 22. Slickenside of normal fault, with dextral component, kinematics in aleurolites of the Khvalynian Horizon (Quaternary). Dubovka Village, Privolzhsko-Ergeni escarpment to the south of Kamyshin; arrows point to direction of the slickenstriae

рис. 21), зато самые правильные и многочисленные, несмотря на небольшие размеры, приурочены к песчим мелам верхнего мела. К нашему удивлению, много борозд скольжения обнаружено в песчаных породах, причем не только в крепких песчаниках пермотриаса и палеоцена–эоцена, но и в уплотненных песках неокома и сеномана (хотя правильные зеркала скольжения там обнаружить трудно). Очевидно, здесь сказывается способность песчинок прорезать ложбины в процессе деформации. В некоторых случаях такие штриховки связаны с чисто гравитационным осыпанием песчаного склона, и тогда они направлены вниз по рельефу, однако в ряде мест они несомненно тектонические, так как бывают наклонены полого и не в соответствии с рельефом земной поверхности,

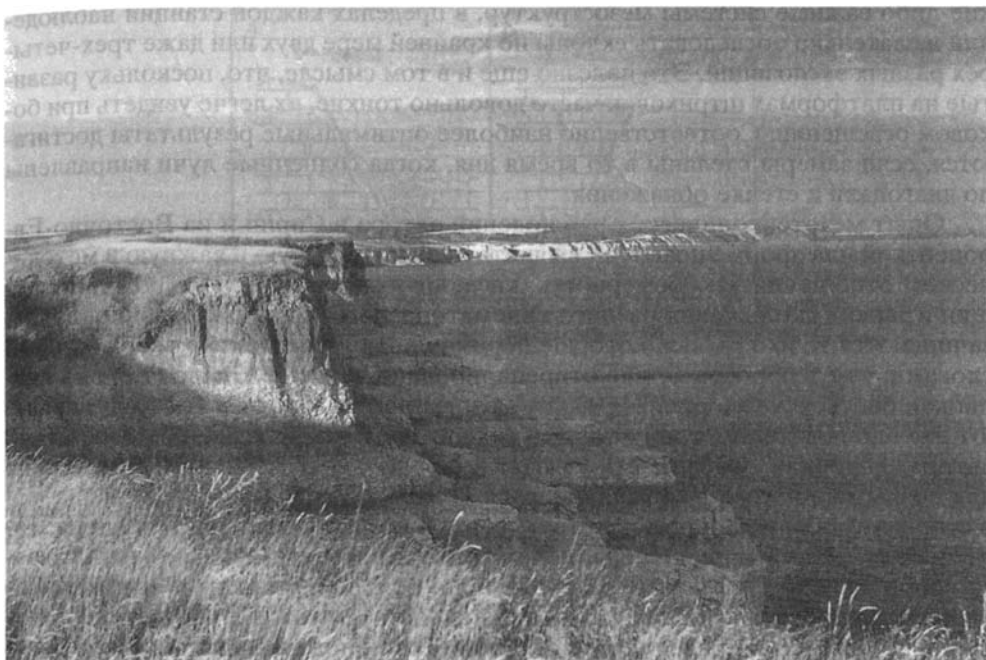


Рис. 23. Параллельная берегу Волги трещиноватость в песчаниках эоцена южнее Камышина
Fig. 23. Fracturing of Eocene sandstones, which is parallel to the Volga shore to the south of Kamyshin

кроме того, они образуют закономерные структурные парагенезы, позволяющие выявить общие для разных систем направления осей деформации. Наиболее подробные наблюдения такого рода сделаны для уплотненных песков сеномана Саратовских дислокаций и неокома – Доно-Медведицкой зоны. Наконец, кое-где штрихи скольжения зафиксированы даже в эоплейстоценовых и плейстоценовых лессовидных суглинках и в морских алевритах раннехвалынского возраста (рис. 22). Наименее благоприятными в отношении зеркал скольжения (из относительно прочных пород стратиграфического разреза) оказались опоки верхнего мела–палеоцена, в которых штриховки отсутствуют либо, напротив, их настолько много, что трудно выделить какое-либо господствующее направление. В одних и тех же породах количество, размеры и степень представительности зеркал скольжения увеличиваются по мере усиления деформации. Так, в Полчаниновском карьере опок сенона, прорезающем Слепцовский вал (Саратовские дислокации), зеркала скольжения невыразительны. Однако всего на одном участке в западной стенке карьера присутствует узкая (видимая ширина выхода 10–20 м) зона дробления и квазикливажа с многочисленными и крупными сдвиговыми зеркалами скольжения, субпараллельными главной флекsure вала в данном месте.

Важно подчеркнуть, что степень препарировки зеркал скольжения (как и всех трещин вообще) зависит от их ориентировки по отношению к современному рельефу: гораздо лучше зачищаются те из них, которые субпараллельны эрозионному склону или стенке карьера. Например, в зоне Приволжского неотектонического уступа (крутой правый берег Волги) лучше обнажена параллельная ему трещиноватость (рис. 23). Поэтому, для того чтобы не потерять ка-

кие-либо важные системы мезоструктур, в пределах каждой станции наблюдений желательнее обследовать склоны по крайней мере двух или даже трех-четырех разных экспозиций. Это полезно еще и в том смысле, что, поскольку развитые на платформах штриховки часто довольно тонкие, их легче увидеть при боковом освещении. Соответственно наиболее оптимальные результаты достигаются, если замеры сделаны в то время дня, когда солнечные лучи направлены по диагонали к стенке обнажения.

Опыт мезотектонических наблюдений автора в Сирии и на Восточно-Европейской платформе позволил выявить одну интересную и важную в методическом отношении закономерность, касающуюся характера экспозиции трещин и зеркал скольжения разного кинематического типа: как правило, лучше зачищаются те их крылья, которые перемещены относительно вверх. Иными словами, у мезосбросов лучше отпрепарировано лежачее крыло (т.е. они видны как бы сверху, см. рис. 24, А), а у мезовзбросов – висячее (т.е. они нависают над наблюдателем и могут быть увидены снизу, см. рис. 24, Б). По мнению автора, подобная особенность связана с неодинаковым риском разрушения для воздымающегося и опускающегося крыльев разрыва: первое смещается в сторону свободного пространства (вверх) и поэтому сохраняется лучше, тогда как второе, идущее в направлении сплошной среды (к земле), испытывает сопротивление и поэтому разрушается в большей степени. Соответственно легче удаляются с поверхности трещины остатки того блока, который разрушился сильнее. Справедливость данной версии подтверждается и наблюдаемой в обнажении большей брекчированностью нижних крыльев разрывов. Все эти особенности позволяют предварительно, перед самими замерами, наметить трещины того или иного кинематического типа. Кроме того, учет особенностей препарировки разрывов разного кинематического типа важен и при обработке данных. Например, сбросы, формирующиеся в обстановке растяжения, в целом лучше зачищаются по сравнению с надвигами и сдвигами, стенка которых сильно сжаты и сцементированы. Это следует хотя бы качественно учитывать при статистическом анализе результатов: реальный валовой объем мезоструктур сжатия может оказаться несколько недооцененным [Копп и др., 1999а].

Наконец, при работе в платформенных условиях следует проявлять особую осторожность в отношении зеркал скольжения нетектонического генезиса, которые часто бывают крупнее и (только внешне) эффективнее настоящих тектонических. Зеркала скольжения, образованные взрывами и экскаваторными зачистками стенок карьеров, распознаются по своей свежести (борозды скольжения легко размазываются или даже сдуваются), невыветрелости и полному отсутствию вторичной минерализации на стенках. На тектонические больше похожи зеркала скольжения, присутствующие в гораздо более длительно развивающихся оползнях. По нашим данным, в пределах крупной луки р. Волги южнее Саратова (с центром около с. Синенькие), где происходит сильное оползание блоков песков и опок верхнего мела по альбским глинам, оползневое поле деформаций весьма запутанное (сжатие и растяжение чередуются в разных направлениях), чем сильно отличается от распределения деформаций на коренном берегу, где преобладает однообразное субширотное растяжение в сбросовом поле. Однако оползни здесь легко картируются по особенностям рельефа, так что их легко обнаружить и тем самым исключить из программы замеров трещиноватости. К счастью, на большем отрезке изученного нами волжского берега от с. Золотое до г. Балыклей, где развиты относительно крепкие опоки и песчаники палеоцена–эоцена, оползни отсутствуют.

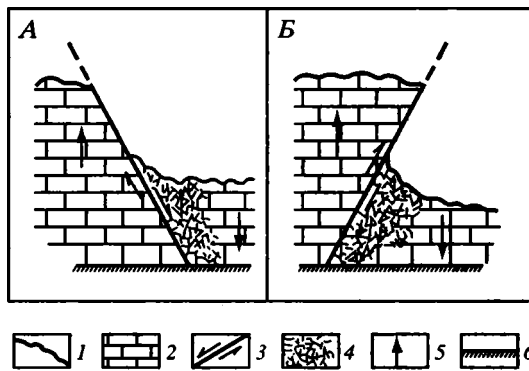


Рис. 24. Разница в экспозиции сбросовых (А) и взбросовых (Б) зеркал скольжения (схема, вертикальный разрез). В обоих случаях сильнее разрушается то крыло разрыва, которое смещается вниз (в сторону сплошной среды), ибо оно испытывает большее сопротивление по сравнению с крылом, движущимся вверх (в направлении воздуха). Однако после эрозионной зачистки стенки трещины оказывается, что сбросовые зеркала скольжения наблюдатель чаще видит сверху, а взбросовые – снизу

1 – поверхность земли; 2 – поверхность деформируемой породы; 3 – разрыв; 4 – приразрывная брекчия; 5 – направление перемещения блока относительно земной поверхности; 6 – условный маркер, иллюстрирующий сопротивление сплошной среды для смещающегося вниз крыла разрыва

Fig. 24. Difference in exposition of normal fault (A) and thrust (B) slickenside: general scheme (vertical section). In both cases the more destructed fault side is that displaced down toward continuous medium, because it enters greater resistance than that displaced up toward the free earth surface-air interface. As a result of cleaning-out the fracture side by erosion, the normal fault slickensides are observable from above and the thrust ones, from below

1 – Earth surface; 2 – deformed rocks; 3 – fault; 4 – fault-related breccia; 5 – direction of block displacement relative to the Earth surface; 6 – conventional marker of the resistance of the continuous medium to downward movement of the fault side

Жилы, зияющие раздвиги и зоны кусковых брекчий, образующиеся при растяжении, широко распространены в рассматриваемом районе. При этом настоящие жилы, заполненные вторичными минералами (арагонитом, гипсом, лимонитом и др.), довольно редки и имеют небольшую (не более 2–3 см, редко 5–7 см) мощность; наиболее характерны они для участков выхода карбонатных пород палеозоя и псичих мелов сенона (в последних фиксируются особенно тонкие жилы). Зато гораздо чаще встречаются сложного строения зоны дробления и пропитки вторичными минералами и цементом, их мощность до 1–2 м. В терригенных молассах пермотриаса Общего Сырта образования такого рода являются, по существу, единственными представителями класса жильных структур. Жилы всех видов обычно сильно секут слоистость и, несомненно, являются тектоническими; при этом среди них встречаются как приоткрытые сколы (иногда сопровождающиеся зеркалами скольжения), так и залеченные отрывы.

Гораздо сложнее доказать тектоническую природу весьма многочисленных зияющих (либо заполненных кусковой брекчией) раздвиговых трещин, обычно имеющих морфологию отрывов: большинство их не выходит за пределы отдельного слоя и поэтому могут быть идентифицированы с расширенными денудацией нетектоническими (литификационными) трещинами. Кроме того, многие открытые раздвиги могут иметь экзогенное (в результате выветривания, гравитационного разрушения и т.д.) либо техногенное происхождение. В силу этого мы рассматривали в качестве тектонических только те из них, которые

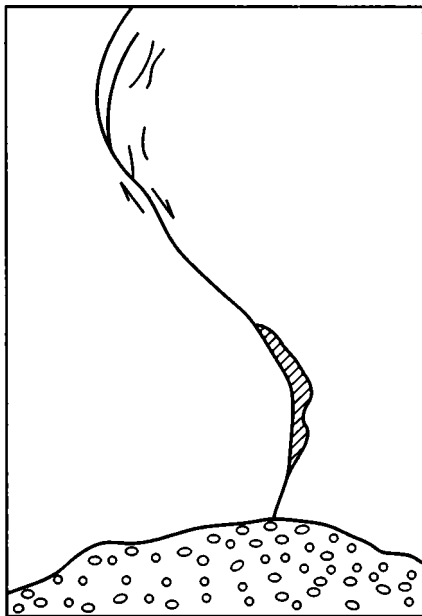
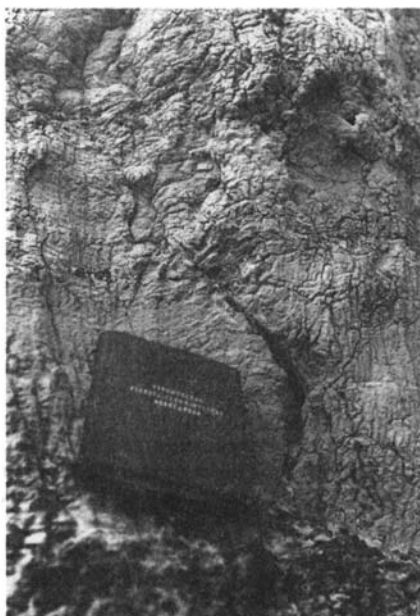


Рис. 25. Наклонный сброс, в нижней части снимка сопряженный с пулл-апартовым раздвигом, с. Трубино (Трубинская (Золотовская) лука Волги в зоне Приволжского уступа), мергели сенона. Справа – схема дешифрирования

Fig. 25. Inclined normal fault in Senonian marls, which is associated with pull-apart-like gap (in the lower part of the photo). Trubino Village, at the Privolzhsko-Ergeni escarpment. To the right is the interpretation

сильно секут слоистость и парагенетически связаны с несомненно тектоническими сколами, образуя структуры типа пулл-апарт, кулисные зоны и др. (рис. 25). Такие сочетания могут быть видны в профиле, но в силу преобладающего субвертикального положения трещин отрыва особенно хорошо экспонируются на горизонтальных площадках при взгляде сверху (рис. 26). Для Жигулевской и Доно-Медведицкой зон дислокаций, где была возможность осуществить наблюдения такого рода, обнаружилась очень хорошая сходимость результатов определения ориентировки оси растяжения по субвертикальным отрывам и по сдвигам.

Стресс-стилолиты встречаются только в известняках и доломитах верхнего палеозоя (где процессы растворения–переотложения проявляются в наибольшей степени). При этом их большая концентрация наблюдалась на участках с повышенной дислоцированностью (Жигулевские и Доно-Медведицкие дислокации, Актюбинское Приуралье) – что, очевидно, связано с природой этих мезоструктур: для их возникновения необходимо повышенное тектоническое сжатие. Однако стресс-стилолиты фиксировались (правда, в меньшем количестве) и в пределах палеозойского обрамления Окско-Донского прогиба, где на новейшем этапе доминировала обстановка горизонтального растяжения. Важно отметить, что в рассматриваемом районе сравнительно редко встречаются правильные стресс-стилолиты (иглы которых ориентированы строго поперек их плоскости), образующиеся при ортогональном к ним сжатию. Гораздо больше распространены стилолиты сдвига (скалывания) [Николя, 1992; Расцветаев,



Рис. 26. Кулисно расположенные трещины отрыва (в середине нижней части снимка) и скола (вверху слева) помогают установить знак сдвиговых смещений, балка к западу от с. Александровка (западное крыло Жирновской антиклинали, Доно-Медведицкие дислокации), известняки карбона. Справа – схема дешифрирования

Fig. 26. En echelon arranged break-away (in the middle) and shear fractures (in the upper left part) allow determining wrench kinematics. A gully to the west of the Aleksandrovka Village (western limb of the Zhirnovsk anticline of the Don-Medveditsa dislocation zone, Senonian marls). To the right is the interpretation

1987] с диагонально направленными иглами: они как бы смазываются вдоль плоскости, что свидетельствует о сдвиге вдоль последней, сопровождающемся компонентой схлопывания крыльев. Мезоструктуры такого рода формировались в самых разных – от надвига до сброса – динамических обстановках, хотя несколько преобладают обстановки сжатия в сдвиговом и надвиговом полях напряжений.

Весьма вероятно, что в результате некоторого схождения стенок формировались и присутствующие кое-где зоны выщелачивания, которые имеют ноздреватую текстуру и в этом смысле похожи на стилолиты; известно, что растворение вещества всегда усиливается под давлением [Белоусов, 1971; Лукьянов, 1991; Николя, 1992; Талицкий, 1998]. О том, что это может быть справедливо и для данных структур в рассматриваемом районе, свидетельствует наблюдаемый в ряде случаев парагенез зон выщелачивания с более четко доказанными структурами сжатия, в том числе стилолитами. Однако определить точное направление произошедшего укорочения здесь невозможно ввиду отсутствия стилолитовых игл.

Кливажеподобные мезоструктуры. В ряде мест на участках зон разрывов, флексур и крутых крыльев складок наблюдалось сильное сгущение субвертикальной трещиноватости, параллельной или слегка косо ориентированной по отношению к указанным линейным структурам. Частота расположения тре-

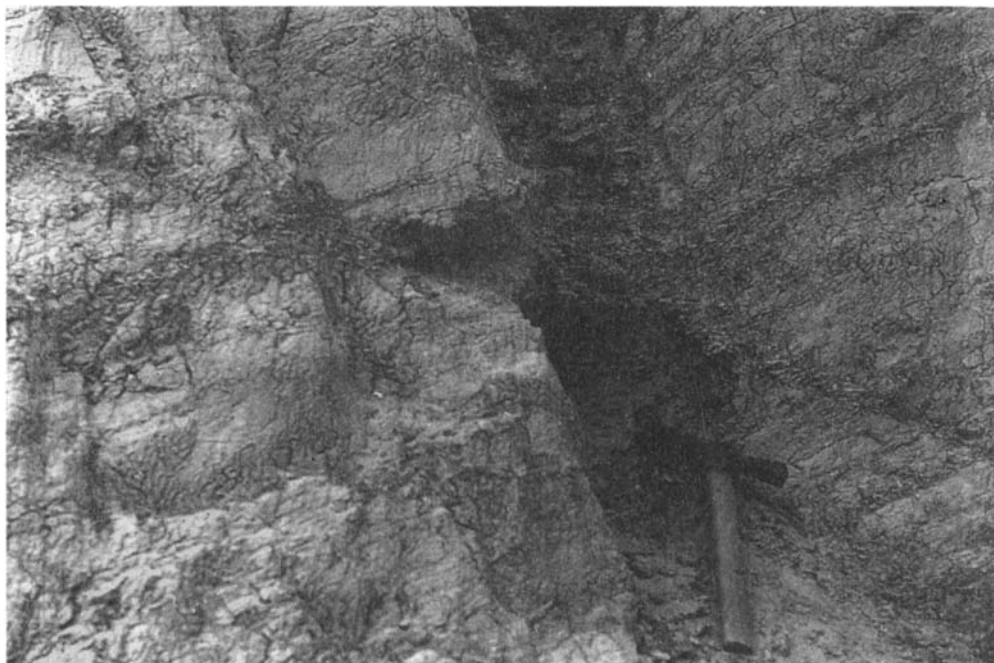


Рис. 27. Тонкая трещиноватость кливажного типа и широкая раздвиговая зона дробления в майкопских глинах (олигоцен–нижний миоцен), заметно наклоненных в зоне Манычской флексуры (Кряж Карпинского южнее Элисты)

Fig. 27. Fine cleavage-like fracturing and a broad zone of breccias (the latter is of extension nature?) in Maikopian shales (Oligocene–Lower Miocene) noticeably inclined at the Manych flexure of the Karpinsky swell to the south of Elista

щин увеличивается по мере снижения вязкости пород: в пластичных майкопских глинах наблюдается сантиметровая и даже миллиметровая “нарезка” (рис. 27), а в крепких верхнепалеозойских известняках – дециметровая. Вдоль трещин иногда развиваются зеркала скольжения, причем на субпараллельных поверхностях они часто обладают разным направлением штриховки, что может быть следствием расплющивания пород и их компенсационного течения в плоскости трещины.

Все это сближает трещиноватость подобного типа с кливажем. Не противоречат такой точке зрения и современные представления о генезисе последнего, согласно которым он начинает формироваться на доскладчатой стадии деформационного процесса, т.е. еще при горизонтальном залегании слоев [Белоусов, 1971; Лукьянов, 1992; Николя, 1992; Паталаха, 1981; Талицкий, 1998]. Следовательно, кливаж может развиваться и на платформах, когда они подвергаются сдавливанию со стороны соседних мобильных поясов. Согласуется с данным предположением и факт приуроченности рассматриваемых зон трещиноватости к наиболее резким структурным перегибам (шарнирам зарождающихся складок). Вместе с тем от настоящих кливажированных пород складчатых зон подобные образования отличаются отсутствием метаморфизма и сланцеватости (плитчатости), и поэтому мы предпочитаем их называть квазикливажем. О том, что последний образуется в обстановке относительного сжатия, свидетельствует зафиксированный нами факт его перпендикулярности оси укороче-

Рис. 28. Ритмично повторяющиеся субвертикальные зоны квазикливажа, разделяющие недеформированные блоки, – прообраз муллион-структур (зона Павловского отрезка Липецко-Серафимовичского новейшего разрыва в районе пос. Белогорье), писчие мелы сенона

Fig. 28. Rhythmically repeated subvertical bends of quasicleavage separating unbroken blocks, which are prototypes of mullion-structures. The Pavlovsk segment of the recent Lipetsk–Serafimovich fault near Belogor'e Village, Senonian chalk

ния эллипсоида деформации (либо траектории касательных напряжений), установленной независимым способом. В некоторых случаях в пределах одной и той же флексуры наблюдается несколько субпараллельных зон квазикливажа, разделенных слабodeформированными блоками (рис. 28), – возможный прообраз муллион-структур(?).

Мезоструктурные рисунки.

Осмотр любого обнажения обычно начинается с выделения систем

трещин и установления их характерной конфигурации (например, кулиности, разветвления, листрической формы сместителей) и сочетаний в пространстве. Вначале последние выглядят, как чисто геометрические рисунки, по поводу происхождения которых можно выдвигать разнообразные версии (например, листрическая конфигурация может быть присуща как сбросам, так и взбросам (рис. 29, 30). Однако по мере накопления хотя бы первичной информации о кинематике мезоструктур (зеркала скольжения, стилолиты и др.) их уже можно интерпретировать как закономерные структурные рисунки, образовавшиеся при вполне определенной системе действовавших напряжений. Присутствие сочетаний такого рода обеспечивает независимый контроль за результатами определения ориентировки осей деформации, а в ряде случаев позволяет установить кинематику трещин даже при отсутствии борозд скольжения.

Например, знак сдвига вдоль сколов иногда улавливается по характеру кулиности эшелонированных отрывов (см. рис. 26). На участках изломов наклонных сколовых трещин присутствуют мезоструктуры растяжения (пулл-апарт) или сжатия, свидетельствующие соответственно о сбросовом либо надвиговом характере смещения вдоль последних (ср. рис. 25 и 31). Кое-где фиксировались надвиговые дуплексы (рис. 32) – признак субгоризонтальных надвигов и срывов, развивающихся вдоль слоистости. Во многих местах можно увидеть листрические поверхности сбросов и взбросов, а также веерообразные разветвления затухающих сдвигов. Во всех этих примерах кинематическая интерпретация структурного рисунка подкреплялась наличием штриховок или других следов смещения хотя бы вдоль отдельных трещин. Зато в однообразных глинистых породах, где практически невозможно найти зеркала скольжения, но вместе с

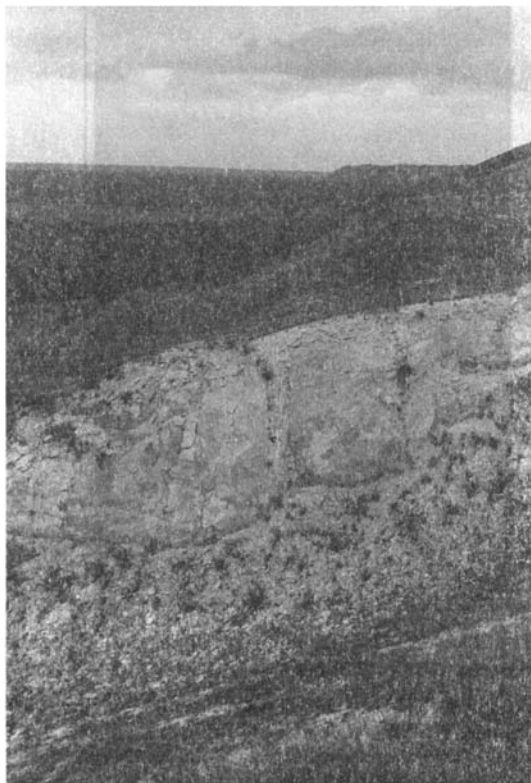




Рис. 29. Антитетические (листрические) сбросы в опоках сенона (с. Трубино, южнее с. Золотое, Золотовская лука Волги в зоне Приволжского уступа). Справа – схема дешифрирования
Fig. 29. Antithetic (listric) normal faults in Senonian opokas. Area to the south of Zolotoe and Trubino Villages (Zolotoe meander of Volga at the Privolzhsky escarpment). To the right is the interpretation

тем присутствует отчетливая слоистость (подчеркнутая листоватостью), кинематический знак сколов можно установить по направлению подворота слоев (рис. 33). С помощью такого способа, например, был установлен преимущественно сбросовый характер деформации глин майкопской серии в пределах Кряжа Карпинского. Многие сбросы здесь имеют довольно пологий наклон, листрическую конфигурацию и сопровождаются антитетическими подвортами крыльев; это означает, что сбросы формировались не при вертикальном перемещении крыльев, а при горизонтальном растяжении.

Таким образом, анализ мезоструктурных рисунков весьма полезен при первичной постановке задачи структурно-кинематических наблюдений и интерпретации их результатов. Следует иметь в виду, однако, что установление кинематического типа трещин, произведенное с помощью только данного подхода, в какой-то степени провизорно и носит качественный характер – хотя бы потому, что из-за отсутствия штриховок невозможно установить точное направление отхода крыльев. Мезоструктуры такого типа нельзя использовать при компьютерной обработке данных, и, следовательно, анализ структурных рисунков никоим образом не заменяет поиски зеркал скольжения и других более точных кинематических индикаторов.

Проблема возраста мезоструктур. Поскольку в задачу наших исследований входит изучение прежде всего новейших горизонтальных движений (а они происходят здесь в основном, начиная с позднего миоцена), то наиболее корректным для данной цели было бы проведение мезотектонических наблюдений в плиоцен-четвертичных породах. Однако последние представлены рыхлыми песками и суглинками, в которых редко присутствуют представительные зеркала скольжения (суглинки в этом плане перспективнее песков, которые, в отличие

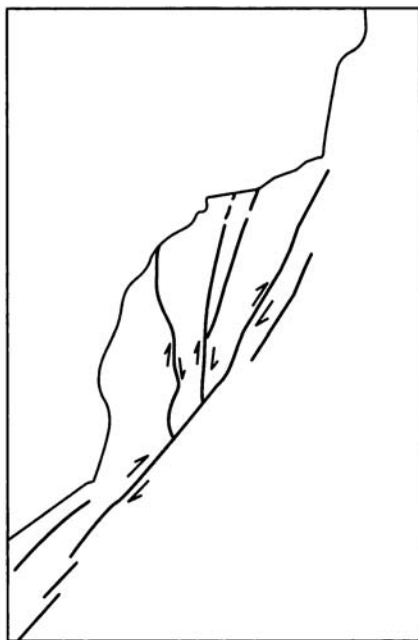


Рис. 30. Антитетические взбросы листрической конфигурации, образующие виргацию типа “конский хвост”, в писчих мелах сенона (Лискинский разрыв на южном борту Окско-Донского прогиба в районе ст. Откос). Справа – схема дешифрирования

Fig. 30. Antithetic thrusts of a listric configuration, which form “horse tail” in Senonian chalk. Recent Liski fault in the southern flank of the Oka–Don basin, at the Otkos railway station. To the right is the interpretation

от меловых, практически не уплотнены). Следовательно, все выводы приходится строить на замерах в более древних породах, что добавляет некоторую неопределенность при интерпретации результатов.

Менее всего вопросов в этом плане вызывают замеры, сделанные в кайнозойских породах Кряжа Карпинского, Ергенинского (мергели среднего миоцена и понта, известняки сармата) и Приволжского уступов (песчаники палеоцена–эоцена), которые деформировались явно в позднеальпийское время. В пределах Саратовских и на погружениях Доно-Медведицких дислокаций мезотектонические наблюдения проводились в породах сенона и палеоцена. Судя по тому, что на крыльях тех и других наклонены эоценовые отложения, они деформировались одновременно с перечисленными выше более южными районами, т.е. в позднеальпийскую эпоху. Однако если исходить только из возраста пород, в которых сделаны замеры, то нельзя исключить и возможность их ларамийской деформации: на рубеже мела–палеогена происходило повторное смятие Донбасса, а также юга Скифской плиты в пределах Приазовья [Попович, 1998; Стомба, Стифенсон, 2000]. Наконец, на значительной части рассматриваемой территории мезотектонические наблюдения пришлось проводить в еще более древних отложениях: пермско-триасовых (Общий Сырт) и даже девонско-каменноугольных (Жигулевские, Доно-Медведицкие дислокации, север Окско-Донского прогиба). Учитывая, что на режиме платформенной области могли сказаться движения герцинской орогенической эпохи, активно происходившие по соседству, в районе Урала и на современной Скифской плите, допустимость

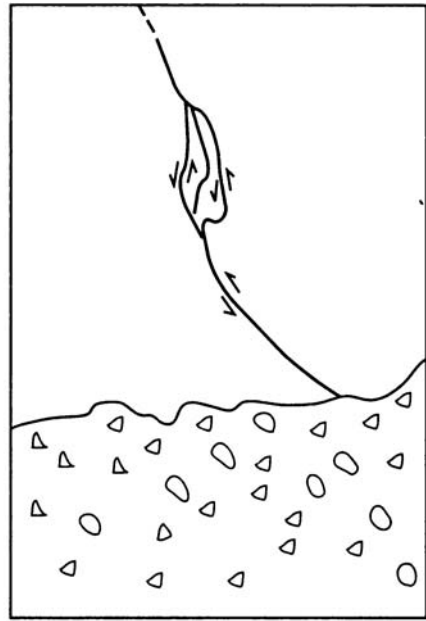


Рис. 31. Нависающий над землей взброс (в нижней части снимка), подтвержденный зеркалом скольжения, вверху кулисно подставляется другим субпаралельным взбросом. В области их сочленения развилась структура типа дуплекса, состоящая из сигмоидально изогнутых небольших мезоразрывов сбросово-взбросовой кинематики (северная часть Трубинской (Золотовской) луки Волги в зоне Приволжского уступа (к западу от с. Золотое), мергели сенона. Справа – схема дешифрирования

Fig. 31. Thrust hanging over the Earth surface (in the lower part), kinematic sign of which is indicated by slickensides. The thrust is replaced upward by another subparallel thrust. At their conjunction there is a duplex-like structure consisting of minor sigmoid mesotectonic faults of thrust and normal kinematics. Area to the west of the Zolotoe Village, the northern part of the Trubino, or Zolotoe, meander of Volga, at the Privolzhsky escarpment, Senonian marls. To the right is the interpretation

использования палеозойских замеров для изучения новейшего поля деформаций требует особого обоснования.

Здесь можно опираться на теоретические соображения [Батдорф, Будянский, 1961; Гущенко, 1982, 1996, 1999], согласно которым в массиве горных пород всегда подчеркиваются последние смещения по сколам. По данным компьютерной статистической обработки больших баз данных [Гущенко, 1999; Гущенко и др., 1999], результаты определения параметров более молодых фаз деформаций отличаются наименьшей дисперсией (“шумом”), т.е. молодые фазы лучше выражены, чем более древние. Таким образом, можно полагать, что более поздние движения как бы стирают следы более древних.

К анализу этого вопроса можно подойти и с геологических позиций – сравнивая результаты определения параметров поля деформации, полученные как мезотектоническим методом (в породах разного возраста), так и при макроструктурных наблюдениях.

Так, в южной части Окско-Донского прогиба, в районе Воронежа и Семилук, удалось сравнить поля деформаций выходящих по соседству девонских и верхнемеловых отложений. Оказалось (см. подробнее в главе 9, а также [Копп и др., 2000]), что несмотря на некоторые различия в выраженности и конкретном набо-

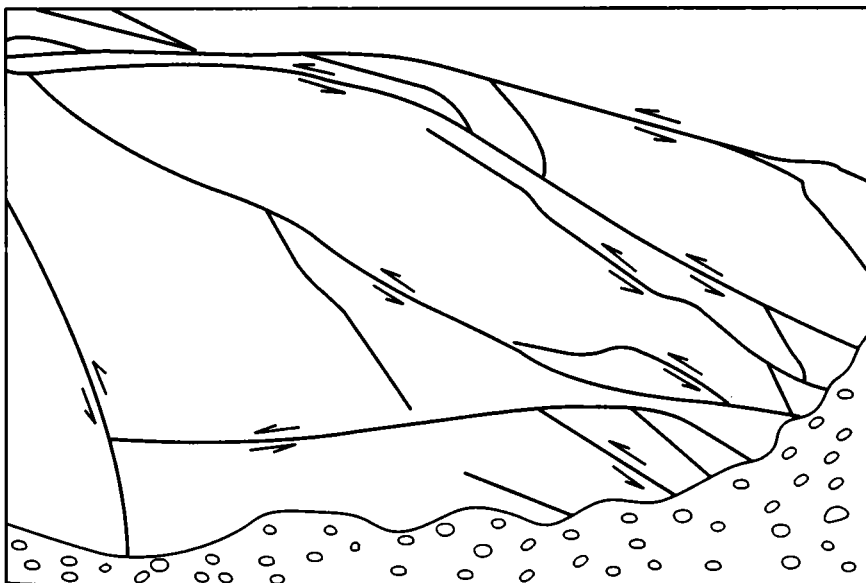


Рис. 32. Нависающие над береговым пляжем надвиговые зеркала скольжения образуют линзовидный пучок – дуплекс (?), вероятно, фиксирующий уступ (рампы) между кулисно сочленяющимися субгоризонтальными поверхностями скольжения (северная часть Трубинской (Золотовской) луки Волги в зоне Приволжского уступа, к западу от с. Золотое), мергели сенона. Внизу – схема дешифрирования

Fig. 32. Thrust slickensides hanging over the beach form a lens-like bunch (duplex?) probably indicating a ramp between an echelon arranged subhorizontal surfaces of slip. Area to the west of Zolotoe Village, northern part of the Trubino, or Zolotoe, meander of Volga, at the Privolzhsky escarpment, Senonian marls. Below is the interpretation



Рис. 33. Присбросовые подвороты листоватости майкопских глин в Вознесенском керамзитовом карьере, Кряж Карпинского, к юго-востоку от Элисты; справа – схема дешифрирования

Сбросы представлены обеими разновидностями: выкручивающимися книзу и даже иногда переходящими во взбросы синтетическими, которые сопровождаются вязкими попутными подворотами слоев, и выполаживающимися в том же направлении антитетическими, или листрическими (подвороты крыльев встречные, увеличивающие амплитуду разрывов). При этом последние особенно характерны для нижних частей грабенов, где преобладает субгоризонтальное течение материала. Разрывы второй разновидности в карьере в целом преобладают, что позволяет сделать вывод: сбросовая деформация происходила в обстановке горизонтального растяжения, а не вертикального проседания

Fig. 33. Normal fault-related turns of lamination in Maikopian shales (Oligocene–Lower Miocene) in the Voznesenovka ceramsite quarry to the southeast of Elista, Karpinsky swell. In this area normal faults are represented by both kinematic varieties: synthetic faults deepened downward and even transforming into steep reverse faults; they are accompanied by tough (viscous) dragging of lamination passing to fault side displacement and antithetic (listric) faults becoming gentler downward; they are accompanied by turns of thin strata opposite to fault side displacement and increasing an amplitude of side offsets. Antithetic normal faults are particularly characteristic of the lower parts of mini-grabens, where the subhorizontal flow of material prevails. They dominate over the first variety of normal faults throughout the quarry, which suggests the normal faulting to occur under horizontal extension rather than vertical subsidence

ре зеркал скольжения той или иной кинематики мезоструктурные ансамбли как в верхнемеловых, так и в девонских отложениях свидетельствуют об одной и той же обстановке субширотного удлинения в сбросовом поле деформаций. Следовательно, либо средне-позднепалеозойский и послемеловой этапы деформирования характеризовались одинаковой ориентировкой осей поля напряжений, либо, что нам кажется более вероятным, породы платформенного чехла (включая девонские) были деформированы после мела⁷, скорее всего, на новейшем этапе. О том, что данная деформация именно неотектоническая, свидетельствуют и немногочисленные сделанные автором замеры мезоструктур в четвертичных суглинках,

⁷ Если же это повторная деформация, сменившая герцинскую, то она была мощнее и сопровождалась новообразованием и переориентировкой зеркал скольжения.

однако это требует проверки. Другой подход заключается в сопоставлении мезотектонических данных с материалами бурения и геофизики, а также с результатами анализа регионального структурного рисунка. Например, по замерам трещиноватости в каменноугольных известняках Жигулевских дислокаций оказалось, что последние формировались в обстановке сжатия и левого сдвига [Копп, Тверитинова, 1999]. Однако это соответствует, во-первых, надежно доказанному бурением постэоценовому (с ремобилизацией после акчагыла) взбросу вдоль Жигулевского разрыва [Лобов и др., 1974] и, во-вторых, обстановке левосдвиговой транспрессии, устанавливаемой по особенностям новейшего структурного рисунка (см. рис. 81). Кроме того, как уже говорилось, четвертичный левый сдвиг вдоль Жигулевского разрыва фиксируется и по смещению долины р. Усы (см. рис. 77), а также по современным деформациям в зоне разрыва (см. рис. 78).

Таким образом, независимые методы показывают, что наблюдаемый в разных горизонтах платформенного чехла (от девонских до четвертичных отложений) ансамбль мезоструктур тектонического генезиса сформировался в новейшее время и, следовательно, замеры в древних породах можно использовать для изучения неотектонического поля деформаций. Отметим вместе с тем, что, судя по имеющимся фактам смещения одних трещин другими (рис. 34), а также взаимному наложению мезоструктур разной кинематики и пересечениям (в одной плоскости) разнонаправленных борозд скольжения, трещиноватость развивалась длительно даже в рамках новейшего этапа. Обращает на себя внимание, в частности, отмечавшееся в ряде точек наложение сдвиговых зеркал скольжения на сбросы, а сбросов – на взбросо-надвиги. Все эти факты показывают, что настоящая эволюция мезоструктур еще очень далека от расшифровки.

Отдельно подчеркнем, что все изложенные в настоящем разделе методические выводы относительно возраста мезоструктур касаются только тех из них, которые имеют тектонический генезис, т.е. прежде всего зеркал скольжения. Основная масса трещин (особенно внутрислойные раздвиги) имеет литификационное происхождение и начала формироваться задолго до альпийской эпохи – хотя это не исключает вероятности их использования более поздней деформацией и наложения на них зеркал скольжения, стилолитов и других тектоногенных образований.

Выбор геологических объектов наблюдения. К сожалению, в платформенных условиях возможность равномерного и всестороннего изучения даже относительно крупных (региональных) тектонических элементов лимитируется редко расположенными карьерами и недостаточной естественной обнаженностью. Что же касается локальных структур ранга отдельных складок и разрывов, то они могут быть вообще нигде не вскрыты. Тем не менее по возможности следует строить наблюдения таким образом, чтобы они соответствовали конкретной задаче и охватывали как можно большие части исследуемых объектов.

Если ставится задача статистического изучения регионального поля деформаций только по особенностям трещиноватости (к тому же если работа сопровождается попыткой компьютерного разделения наблюдаемого спектра мезоструктур на разновозрастные парагенезы [Гущенко, 1999; Гущенко и др., 1999]), то приуроченность станций наблюдения к тем или иным конкретным тектоническим элементам становится не особенно важной, а на первое место выходит необходимость сделать как можно больше замеров, чтобы результаты оказались статистически представительными.

Если же, как в предлагаемой работе, мезотектонические исследования проводятся для выяснения кинематики и обстановки формирования конкретных и вполне известных крупных структур (и тем более, если исследования проводят-

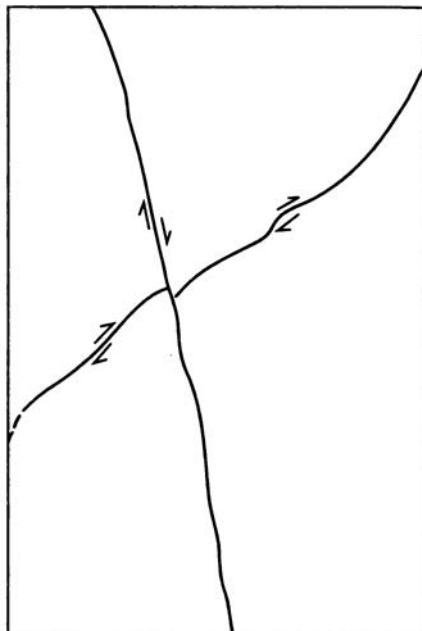


Рис. 34. Смещение надвигового зеркала скольжения более крутым сбросом (Лискинский разрыв южного борта Окско-Донского прогиба в районе ст. Откос), песчие мелы сенона. Справа – схема дешифрования

Fig. 34. Thrust slickenside is displaced by steeper normal fault plane. Recent Liski fault of the southern flank of the Oka-Don basin at the Otkos railway station, Senonian chinks. To the right is the interpretation

ся для проверки вывода, полученного при анализе регионального макроструктурного рисунка), то станции наблюдения должны быть привязаны к последним и при этом как можно шире охватывать разные элементы их строения. К счастью, все основные региональные тектонические элементы рассматриваемой территории (валы, флексуры и крупные новейшие разрывы) выражены уступами рельефа и участками повышенного расчленения поверхности, благодаря чему около них сконцентрированы естественные обнажения и искусственные выработки. Так что кинематика крупных линейных структур вполне поддается изучению, и, выяснив ее, а также особенности ориентировки и взаимного расположения структур разного знака, легко перейти к анализу регионального поля деформаций, создавшего данный структурный ансамбль.

Следует иметь в виду, однако, что выяснить особенности регионального поля напряжений только по мезотектоническим наблюдениям в отдельных выходах (без учета регионального структурного рисунка), особенно в непосредственной близости от разрывов и флексур, удастся далеко не всегда – ибо, как известно, материнское поле напряжений, генерирующее хрупкое разрушение, сильно преломляется около уже возникшего разрыва [Гзовский, 1975; Осокина, 1989], и может оказаться, что выявленный мезоструктурный парагенез характеризует прежде всего именно это локальное приразрывное поле деформаций (допустим, “кинематогенное” – термин Л.М. Расцветаева – сжатие поперек или вдоль линии сдвига). Поэтому для получения более объективных результатов весьма полезно найти обнажения, находящиеся и на значительном удалении от больших

Рис. 35. Ориентировка околополюсных стрелок, характеризующих кинематику зеркал скольжения: *P* – полюс трещины, *PA* – взброс (надвиг), *PB* – сброс, *PC* – правый сдвиг, *PD* – левый сдвиг, *PE* – правый взбросо-сдвиг, *PF* – левый сбросо-сдвиг, *PG* – правый сбросо-сдвиг, *PH* – левый взбросо-сдвиг (по Л.М. Расцветаеву)

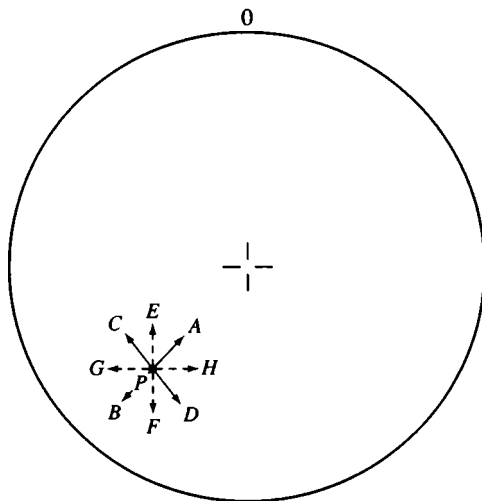


Fig. 35. Direction of arrows at mesofracture poles indicates kinematic signs of slickensides: *P* – pole of mesofracture plane, *PA* – thrust (reverse fault), *PB* – normal fault, *PC* – dextral strike-slip fault, *PD* – sinistral strike-slip fault, *PE* – dextral strike-slip fault with thrust component, *PF* – sinistral strike-slip fault with normal component, *PG* – dextral strike-slip fault with normal component, *PH* – sinistral strike-slip fault with thrust component (after L.M. Rastsvetaev)

разрывов, хотя это не всегда удается. В идеальной ситуации, если позволяют условия, необходимо изучать все изменения поля деформаций, в том числе при переходе от ядер крупных антиклиналей и их крыльев к синклиналям, в разных обстановках, связанных с разрывными нарушениями: например, локальные изменения поля деформаций в тылу и во фронтальных частях перемещенных по горизонтали крыльев сдвигов, а также около листрических сбросов и на удалении от них, где возникает компенсационное сжатие, и т.д. Хотя огромный размер изученной нами территории не позволил в достаточной мере осуществить все эти рекомендации на собственной практике, но ряд примеров таких искажений общего поля напряжений около разрывов здесь описывается, в частности, для Окско-Донского прогиба, Саратовских дислокаций и Общего Сырта.

Приемы статистической обработки замеров трещиноватости. Собранные данные обрабатывались на основе структурно-парагенетического метода [Лукиянов, 1991], адаптированного к изучению трещинных мезоструктур [Гущенко, 1982, 1999; Парфенов, 1984; Расцветаев, 1987]. При этом использовались три вида обработки материалов:

1) анализ валовой распространенности трещин разной кинематики для каждого из изучавшихся районов либо при помощи составления таблиц, в горизонтальных строках которых указывается кинематика мезоструктур, а в вертикальных столбцах – станции наблюдения (см. таблицу в главе 8), либо посредством построения серии стереограмм распределения плотности для трещин разного кинематического типа (см. рис. 55, 69 и др). Первый из этих способов точнее и представительнее, так как позволяет увидеть количественные соотношения мезоструктур не только для района в целом, но и для каждой станции наблюдения, зато второй – гораздо более нагляден графически;

2) анализ полюсных кинематических стереограмм, построенных на сетке Вульфа для каждой станции наблюдения. Кинематика каждого зеркала скольжения изображалась на стереограмме в виде околополюсной стрелки, ориентированной по касательной к дуге большого круга, являющейся следом главной кинематической плоскости⁸; эта операция осуществлялась с помощью номограммы

⁸ Плоскость, проведенная через борозду скольжения, но при этом перпендикулярно самой трещине (термин О.И. Гущенко).

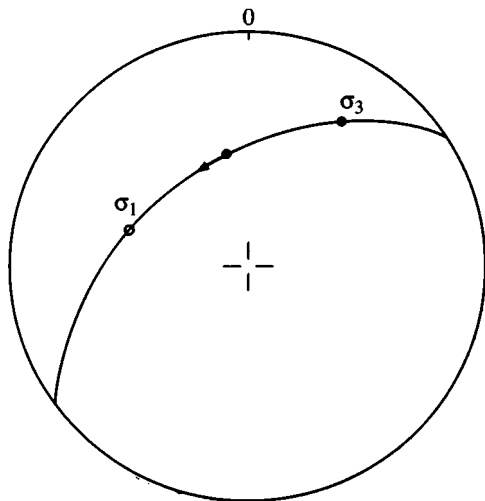


Рис. 36. Способ определения полюсов осей максимального сжатия σ_3 и максимального растяжения σ_1 на следе главной кинематической плоскости [Парфенов, 1984]. Объяснения см. в тексте

Fig. 36. Determination of coordinates of poles of maximum compression (σ_3) and extension (σ_1) axes on stereograms [Парфенов, 1984]. For explanation see the text

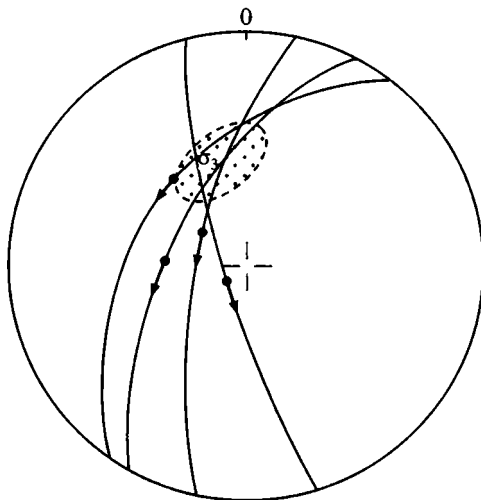
О.И. Гуценко [1982]. Стрелки, направленные к краевой окружности стереограммы, соответствуют сбросам, к центру ее – взбросам, по касательной к окружности – сдвигам: по часовой стрелке – правым, против нее – левым (рис. 35). Соответственно стрелки, принадлежащие зеркалам скольжения смешанной кинематики (сбросо-, взбросо-сдвиги и т.д.), ориентируются косо к вышеуказанным направлениям. Местоположение полюса оси главного укорочения (наименьшего удлинения) определяется посредством отступа назад на 45° от основания стрелки вдоль дуги большого круга, соответствующей следу главной кинематической плоскости [Гуценко, 1982; Парфенов, 1984] (рис. 36), а полюса оси главного удлинения (наименьшего укорочения) – шагом вперед (по направлению стрелки) на 45° вдоль упомянутой дуги. Когда замеров на одну стереограмму вынесено много (более одного-двух десятков), применялся разработанный О.И. Гуценко [1982] метод нахождения полюсов осей деформации по пересечениям дуг главных кинематических плоскостей. При этом область пересечения дуг с расходящимися кинематическими стрелками соответствует ареалу кучно расположенных полюсов оси наибольшего укорочения, а область пересечения дуг со сходящимися стрелками – ареалу полюсов оси наибольшего удлинения (рис. 37). Помимо этих приемов, позволяющих более или менее точно нанести полюс оси деформации на стереограмму, для случаев, когда замеров очень много и они дают заметный разброс, мы использовали разработанный Л.М. Расцветаевым [1987] метод анализа характерных рисунков стереограмм.

Кроме зеркал скольжения, на стереограммах станций наблюдения в виде полюсов изображались плоскости стилолитов, жил и некоторых отрывов (имеющих признаки тектонического генезиса), а также квазикливажа и зон скалывания, включая малоамплитудные разрывы, кинематика которых предположительно определялась по особенностям структурного рисунка. Если наблюдения проводились в зоне крупной линейной структуры (разрыва, флексуры или узкого вала), ее направление изображали на стереограмме специальной волнистой линией;

3) компьютерная обработка кинематики замеренных нами борозд скольжения, осуществленная О.И. Гуценко по разработанной им (вместе с А.Н. Мострюковым) программе [Гуценко, 1996, 1999; Гуценко и др., 1999], позволяет достаточно быстро и точно определить ориентировку и наклон осей деформации

Рис. 37. Способ определения ареала разброса полюсов оси максимального сжатия σ_3 (область точек) по участку пересечения следов главных кинематических плоскостей нескольких зеркал скольжения [Гущенко, 1982]. Объяснения см. в тексте

Fig. 37. Determination of dispersion of poles of the maximum compression axis σ_3 (dotted) by using an area of intersection of traces of main kinematic planes of several slickensides on stereograms [Гущенко, 1982]. For explanation see the text



(что особенно важно для трещин со смешанным типом смещения) и, в том числе, средней оси, направление которой довольно долго приходится определять по стереограммам. Результирующий документ – серия синтезированных на компьютере карт поля деформаций (см. рис. 71, 93, 103), на которых штрихами (их длина обратно пропорциональна углу наклона соответствующей оси к горизонту) и кое-где точками (наклон оси вертикален) изображается ориентировка осей нормальных и касательных деформаций. Кроме того, на картах может быть показано установленное с помощью компьютера значение коэффициента Лоде-Надаи (μ_σ), на основе чего поле деформаций автоматически районировуется на зоны по типу стресс-режима (взбросовые, сдвиговые, сбросовые).

Таким образом, компьютерная обработка замеров зеркал скольжения позволяет получить важные сведения и избавляет от ряда трудоемких операций по обработке стереограмм. Однако необходимым условием ее успешного применения является наличие обширной и статистически представительной базы данных, т.е. количество замеров должно быть достаточным для выполнения тех или иных компьютерных операций и, что особенно важно, замеры должны быть в первом приближении непротиворечивы. Среди районов, для которых проводили наиболее детальную компьютерную обработку данных (Саратовские дислокации, Общий Сырт и Окско-Донской прогиб), наилучшая сходимость отмечена для замеров в первых двух районах, для которых удалось синтезировать достаточно подробные карты поля деформаций с радиусом круга осреднения, составляющим всего $0,3^\circ$. Для территории же Окско-Донского прогиба разброс данных оказался существенно больше (круг осреднения имеет радиус 2°), что, вероятно, связано либо с большими размерами прогиба и более редкой сетью точек наблюдения (что в совокупности должно было снизить представительность данных), либо с тем, что значительная часть замеров выполнена в палеозойских породах (включая девонские), что могло повлиять на дисперсию результатов определений за счет “шума” от доальпийских фаз деформации. Несмотря на это, составленная с помощью компьютера карта поля деформаций для этого района (см. рис. 93) в главных чертах согласуется как с данными качественной обработки стереограмм станций наблюдения, так и с макроструктурными данными.

При анализе и оценке результатов компьютерной обработки данных следует также иметь в виду, что в процессе их группировки выбраковываются те ста-

тистически непредставительные замеры, количество которых меньше необходимого в круге с определенным радиусом осреднения, и это в ряде случаев может создавать нежелательный побочный эффект. Например, для района Елшанско-Сергиевской флексуры (Саратовские дислокации) выпали из-за немногочисленности субширотные взбросы, составляющие рассеянный фон на многих станциях наблюдения. Вместе с тем, учитывая тот факт, что эта флексура образовалась над глубинным надвигом [Машкович и др., 1970], учет этих мезоструктур чрезвычайно важен для понимания характера ситуации. Ограничением данной программы является и то, что она в наилучшей степени применима для зеркал скольжения – тогда как жилы, отрывы и стилолиты, а также малоамплитудные разрывы (для которых точно неизвестен наклон плоскости и векторы скольжения) программой пока не охватываются. Поэтому представляется, что компьютерная обработка замеров, при всей ее прогрессивности, пока не отменяет традиционный анализ стереограмм. Наилучшие результаты получаются только при совместном применении разных методов обработки, и именно этот путь автор пытается использовать.

Глава 4

КРЯЖ КАРПИНСКОГО И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Кряж Карпинского находится в области сочленения Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Его параллельная Кавказу ориентировка и одновременная с последним (позднеальпийская) деформация эпигерцинского чехла приводят к мысли о влиянии тектогенеза складчатого пояса на движения соседней платформенной области. Тем не менее очень пологое (несколько градусов) залегание слоев и субвертикальный наклон разломов около поверхности до сих пор заставляют многих исследователей трактовать новейшую структуру Кряжа Карпинского только в терминах фиксистой тектоники [Геология СССР, 1970; Geological structure..., 1986; Г.А. Бражников и др., 1979 г.; Ю.И. Игошин и др., 1991 г.; А.П. Козуб и др., 1993 г.; и мн. др.]. Наряду с этим в последние годы обозначилась противоположная интерпретационная линия, согласно которой продольные разломы чехла южного фланга кряжа все же представляют собой взбросы или даже надвиги, постепенно выполаживающиеся на глубине около 10 км [Sobornov, 1995; Ю.Н. Кальнов, С.И. Филин и др., 1995 г.].

Учитывая эту противоречивость трактовки геометрии разломов на вертикальных разрезах, было бы интересно проанализировать и другие материалы, касающиеся новейшей геодинамики региона: общие особенности современного рельефа, плановый структурный рисунок мезозойско-кайнозойских отложений и его развитие во времени, отражение неотектонических структурных форм на материалах дистанционного зондирования и результаты изучения трещиноватости. Эти данные чрезвычайно важны и в совокупности с данными глубинной геологии могут оказаться решающими при выяснении региональной тектодинамической обстановки. Однако рассмотрим их по порядку.

4.1. ГИПСОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА

Центральная морфоструктура региона – Сальско-Манычская гряда (водораздельные отметки 100–200 м) – разделяет долины Кумы и Маныча на юге и Сала на севере, приподнятые над уровнем моря всего на 10–30 м (рис. 38). Все эти элементы рельефа имеют запад-северо-западное (кавказское) простираение. Обращает внимание и сходный характер поперечной асимметрии: Сальско-Манычская гряда, равно как и находящаяся к северу от р. Сал Котельниковская гряда обладают очень узкими и крутыми южными склонами и неизменно растянутыми и пологими северными, что вызывает реминисценции с южной вер-

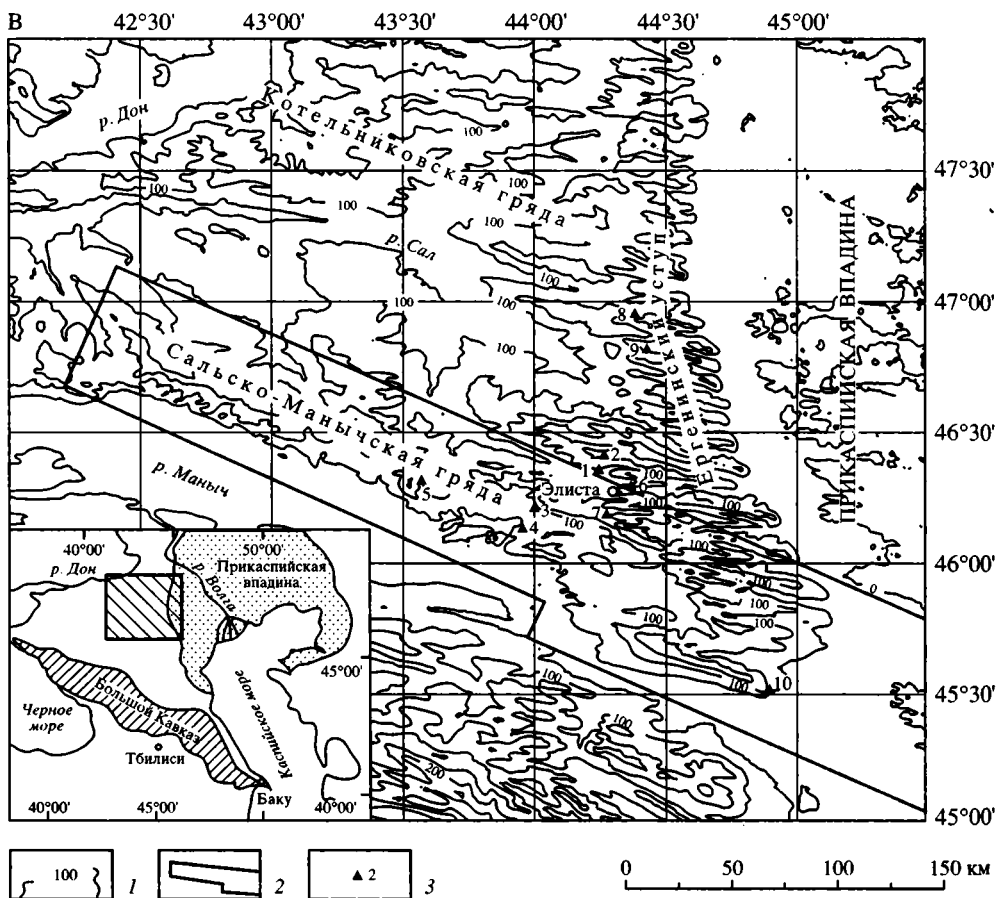


Рис. 38. Гипсометрическая схема рельефа района Кряжа Карпинского
 1 – горизонтали рельефа; 2 – контур участка, изображенного на рис. 41; 3 – станции мезотектонических наблюдений. На врезке – местоположение рисунка

Fig. 38. Surface topography of the Sal-Manych range (Karpinsky swell) area
 1 – contour lines of the relief; 2 – outlines of area shown on Fig. 41; 3 – the sites of mesotectonic observations. The inset map shows the location of Fig. 38

гентностью Кавказа. Сходная асимметрия, как будет показано ниже, проявляется и в структуре мел-кайнозойских отложений.

На востоке район исследований замыкается обращенным к Южно-Каспийской впадине субмеридиональным Ергенинским уступом. Его поверхность, с высотами до 200 м, очень полого погружается к западу. На юге уступ под острым углом сочленяется с Сальско-Манычской грядой, и именно здесь высотные отметки максимальны. Характерно, что здесь же ближе всего подходит к Кряжу Карпинского Ставропольская возвышенность, пережимающая на востоке Манычскую долину. Увеличение высот в такой “точке тройного сочленения” может быть связано с концентрацией здесь тектонических напряжений.

4.2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА И СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА

Размещение на стыке двух крупных платформ с разным возрастом фундамента предопределило многие важные особенности структуры территории. Приуроченность новейших дислокаций к этому месту, вероятно, была вызвана наличием здесь достаточно резкой реологической границы между относительно поднятым и жестким древним кратоном и еще сохранявшими некоторую подвижность в мезозое и кайнозое герцинидами кряжа Карпинского. Скифская плита в данном месте вдается в виде клина в Восточно-Европейскую платформу, будучи ограничена двумя высоко поднятыми выступами фундамента последней: Ростовским на западе (глубина до кровли фундамента 0,5 км) и Астраханским на востоке (2,5–3,5 км). Оба они могли составить жесткую раму, способную направлять горизонтальное движение Скифского блока.

В составе палеозойского фундамента Скифской плиты в рассматриваемом регионе встречены осадочные образования девона–перми, напоминающие таковые в Донецком бассейне, однако отличающиеся от них отсутствием угленосности, большей дислоцированностью и некоторым метаморфизмом. Недавно появились буровые и сейсморазведочные данные о значительном (на несколько десятков километров) герцинско-раннекиммерийском(?) надвижении этих пород на Прикаспийскую впадину [Волож и др., 1999;

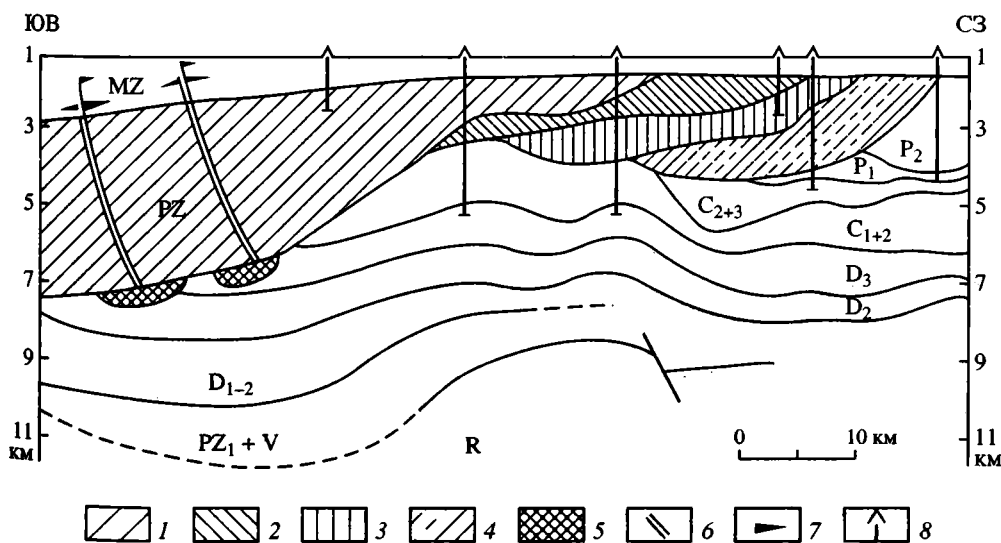


Рис. 39. Схематический разрез через Кряж Карпинского, иллюстрирующий структуру палеозойского фундамента [Хаин, Соколов, 1991]

1–4 – аллохтонные комплексы: 1 – нерасчлененный метаморфический палеозой, 2 – верхний карбон–нижняя пермь, 3 – средний карбон–нижняя пермь, 4 – пермь нерасчлененная; 5 – предполагаемые “подфундаментные” залежи нефти; 6 – нефтепроводящие разломы; 7 – “надфундаментные” залежи нефти; 8 – скважины

Fig. 39. Schematic cross section of the Karpinsky swell illustrating the structure of Paleozoic basement [Хаин, Соколов, 1991]

1–4 – allochthonous complexes: 1 – undifferentiated Paleozoic metamorphics, 2 – Upper Carboniferous–Lower Permian, 3 – Middle Carboniferous, 4 – undifferentiated Permian; 5 – assumed “subbasement” oil pools; 6 – faults serving as oil conduits; 7 – “suprabasement” oil pools; 8 – boreholes

Мовшович, 1979; Капустин и др., 1986; Хаин, Соколов, 1991; Sobornov, 1995; Ю.Н. Кальнов, С.И. Филин и др., 1995 г.] (рис. 39). Предполагается, что на западе тектонический покров отделялся от Донбасса и Ростовского выступа поперечным левым сдвигом север-северо-восточного простирания [Хаин, Соколов, 1991]. Дальше мы попытаемся показать, что сдвиг такого же знака существовал в этой зоне и в новейшее время.

4.3. МАКРОСТРУКТУРА ЧЕХЛА И ЕЕ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В ТЕРМИНАХ СДВИГОВОЙ ТЕКТониКИ

Вводные замечания. Платформенный чехол Скифской плиты мощностью 2–3 км начинается в разных местах то с отложений триаса, то с нижней либо средней юры или даже нижнего мела (рис. 40). Юра и нижний мел склонны к некоторому утолщению в центральной части кряжа Карпинского, обозначая здесь что-то вроде недоразвившегося раннемезозойского авлакогена. В палеоцене область более интенсивного осадконакопления сместилась к югу, в район современного Манычского прогиба и Предкавказья, что можно связать с происходившим тогда тектоническим расчленением рельефа, которое происходило тогда во всем Черноморско-Кавказском регионе [Копп, 1996, 1999а; Копп, Щерба, 1992]. Характерно, что полоса повышенных градиентов мощности (того или иного знака) во все времена была приурочена к одной и той же линии, и именно эту зону реологической неоднородности “избрал” крутой неотектонический южный склон Сальско-Манычской гряды. После раннего миоцена область прогибания утвердилась в Манычском прогибе, где накапливались мелководно-морские и озерные осадки, тогда как сам кряж Карпинского превратился в новейшее поднятие.

Общие особенности структурного рисунка. Благодаря многочисленным данным геофизики и бурения (В.Э. Бембеев, Ю.И. Игошин, Ю.И. Кальнов, А.П. Козуб, Е.В. Мовшович, К.С. Соборнов, С.И. Филин и др.) сейчас вырисовывается достаточно ясная картина структуры осадочного чехла (рис. 41). Он смят в очень пологие (несколько градусов) брахиморфные складки, однако главный элемент структуры – относительно крутая (наклон смыкающего крыла до 10–15°), обращенная на юг продольная флексура южного крыла кряжа, сопровождающаяся субвертикальными разрывами (см. рис. 40). Перепад отметок стратиграфических горизонтов в зоне флексуры достигает 1–1,5 км, хотя ее конкретная крутизна зависит от местных особенностей разрывной тектоники.

Другой не менее, а может быть, и более значимый элемент тектоники чехла – протяженные разломы и флексуры субширотного–запад-северо-западного простирания. В первом приближении они ориентированы почти продольно к главной флексуре, однако в ряде мест становятся диагональными или даже поперечными и тогда обуславливают ее смещение и сильный разворот против часовой стрелки (до северо-восточного простирания). К востоку от наиболее крупного диагонального линеамента, уходящего на юг-юго-восток от Элисты, главная флексура смещена вправо на 20 км и сильно выкручивается: именно там она в наибольшей степени осложнена продольными разрывами. Такое принципиальное изменение поперечного профиля Кряжа наряду с

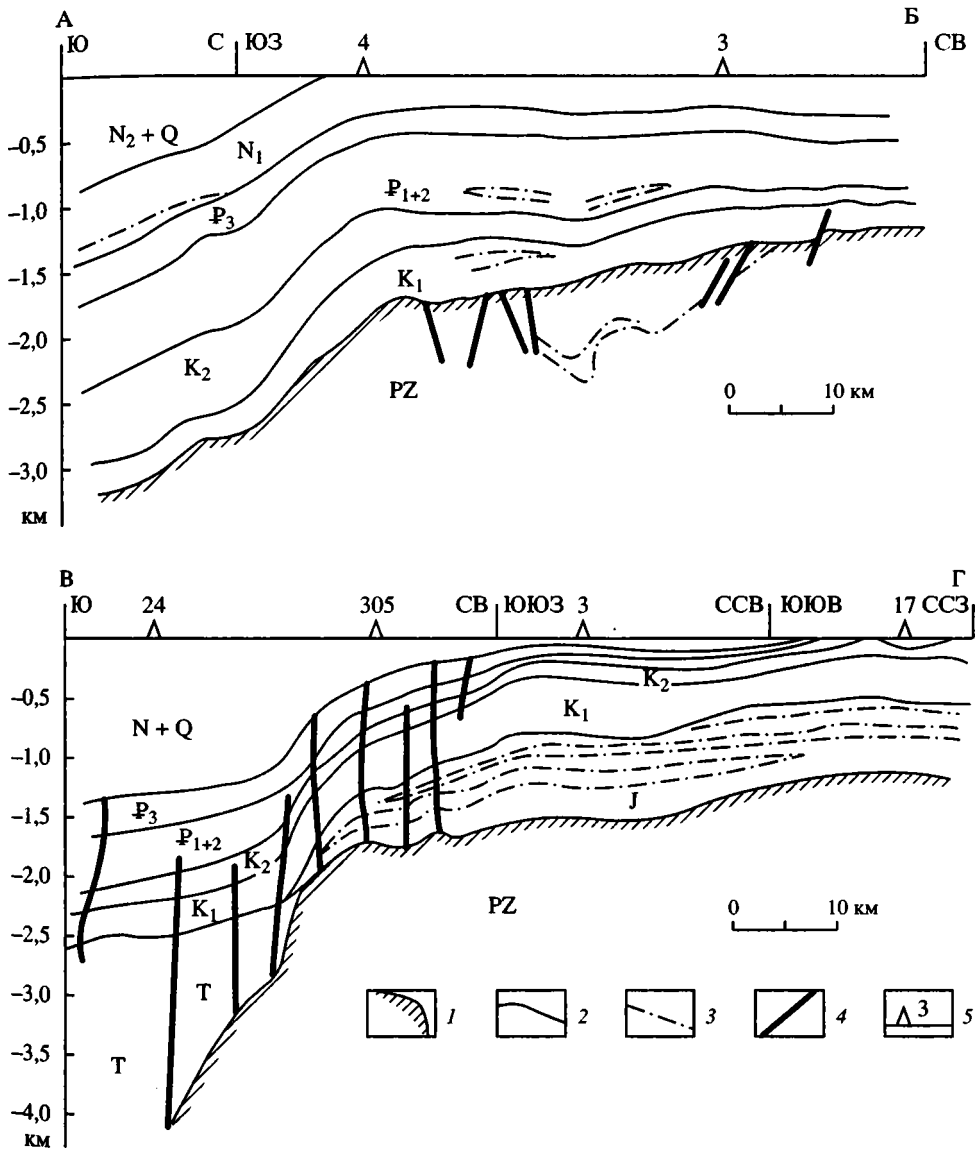


Рис. 40. Геологические разрезы, иллюстрирующие структуру платформенного чехла Скифской плиты в районе Кряжа Карпинского (по А.П. Козубу и др., 1993 г.). Местоположение разрезов А-Б, В-Г см. на рис. 41

1 - поверхность палеозойского фундамента; 2 - границы комплексов чехла; 3 - некоторые отражающие горизонты внутри комплексов чехла; 4 - разломы; 5 - буровые скважины

Fig. 40. Geological cross sections illustrating the structure of the platform cover of the Scythian plate in the area of the Karpinsky swell (modified after by A.P. Kozub et al., 1993). See Fig. 41 for the location of section lines

1 - top of basement; 2 - boundaries of cover stratigraphic units; 3 - some reflectors within the cover; 4 - faults; 5 - boreholes

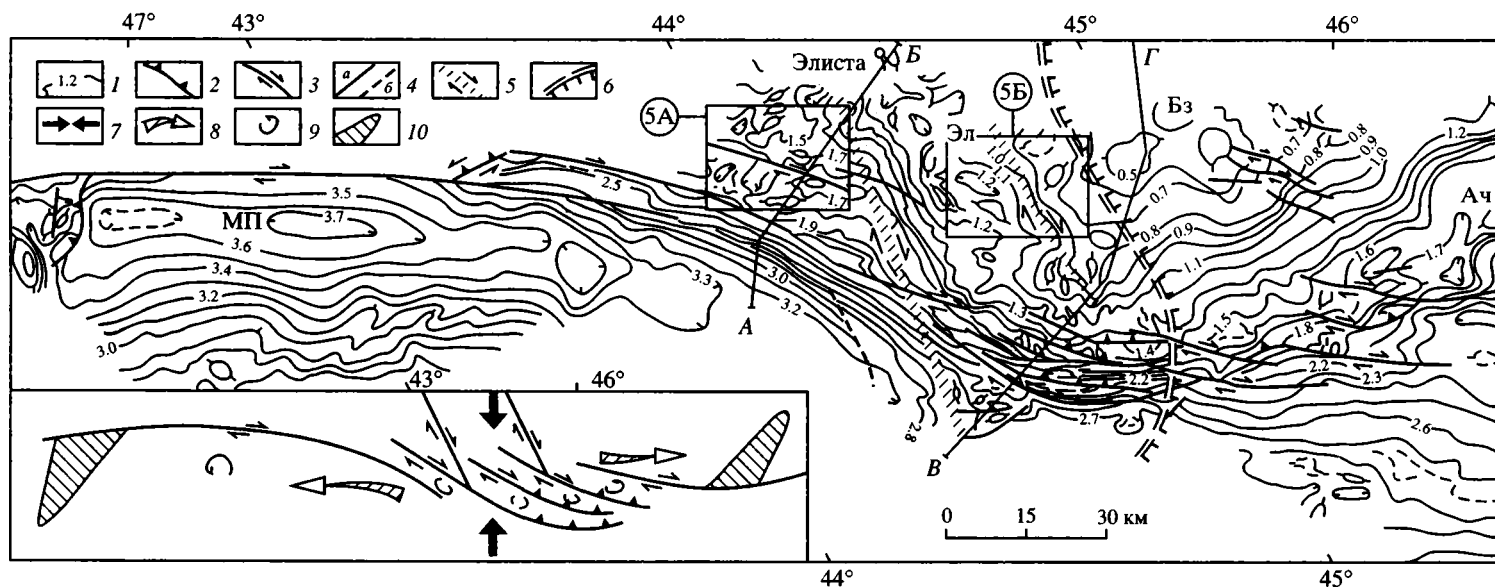


Рис. 41. Структурная карта Кряжа Карпинского по кровле мела (по А.П. Козубу и др., 1993 г.; кинематика разломов интерпретирована автором). На врезке – структурно-кинематическая интерпретация структурного рисунка

1 – стратонизогипсы кровли мела, км; 2 – взбросы; 3 – сдвиги; 4 – прочие разрывы; 5 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 6 – местоположение Ергенинского уступа; 7–9 – направления: 7 – сжатия, 8 – латерального выжимания масс из области гиперкомпрессии, 9 – вращения блоков; 10 – поперечные структуры сжатия, компенсирующие смещение по сдвигу; А–Б, В–Г – положение разрезов, см. рис. 40; 5А и 5Б – см. на рис. 42, А, Б; Ач – Ачинерский трог, Бз – Бузгинский блок, МТ – Манычский трог, Эл – Элистинский блок

Fig. 41. Structural map of the Karpinsky swell on the top of the Cretaceous (modified after A.P. Kozub et al., 1993; fault kinematics interpreted by the author). Inset map shows structural-kinematic interpretation of the structural pattern. See Fig. 38 for location of Fig. 41

1 – structure contour lines on the top of the Cretaceous, km; 2 – normal faults; 3 – strike-slip faults; 4 – other faults; 5 – zones of simple shear in the horizontal plane; 6 – location of the Ergeni escarpment; 7–9 – direction of: 7 – compression, 8 – lateral squeezing-out of masses from the hypercompression area, 9 – blocks rotation; 10 – transverse compression structures compensating the shift along strike-slip faults; А–Б, В–Г – Locations of cross sections shown of Fig. 40; 5А, 5Б – Location on figures 42 А and Б; Ач – Achinsky trough, Бз – Buzginsky block, МТ – Manych trough, Эл – Elista block

его резким изгибом в плане вряд ли можно объяснить без учета правосдвигового смещения.

В связи с этим весьма существенно, что многие небольшие локальные поднятия, казалось бы, распределенные хаотически, обнаруживают все же черты пространственной взаимосвязи с диагональными разломами: они часто расположены эшелонированно в зонах последних и, кроме того, развернуты от общего запад-северо-западного простирания к поперечному – северо-восточному и при этом сочленяются торцами с линиями нарушений (рис. 42). Весьма характерно сгущение таких поперечных локальных поднятий около мест затухания разломов, т.е. там, где можно предполагать компенсационное сгруживание смещенных по горизонтали масс. Особенно много локальных поднятий известно в пределах Элистинского блока, сильно смещенного к юго-востоку по упомянутому выше диагональному линеаменту.

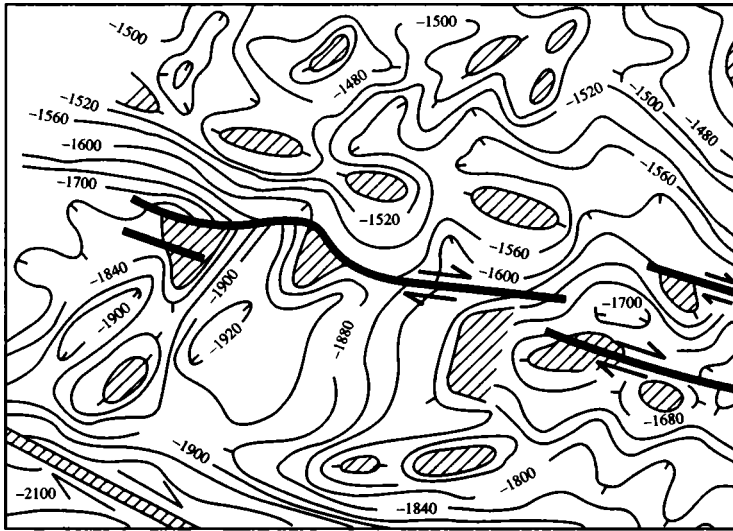
Легко видеть, что все охарактеризованные черты диагональных разломов доказывают их сдвиговую (в данном случае – правостороннюю) природу. В пользу приоритета сдвиговой деформации свидетельствуют и незначительные (не более 100 м) вертикальные смещения по ним, уступающие в десятки и сотни раз амплитуде ступенчатого горизонтального смещения (ср. рис. 40 и 41).

Наконец, еще один важный элемент макроструктуры – крупные поперечные (северо-восточного простирания) флексуры и блоки: Сальский выступ (на западе района), Бузгинский (на востоке), Ачинерский прогиб и др. Структуры такого рода лучше всего выражены на периклиналях Кряжа, где они очень резко, под углом 90° , сочленяются с диагональными разломами; поэтому их логично рассматривать в качестве весьма характерных для зон сдвига структур сжатия, компенсирующих сдвиговое смещение (см. рис. 41, врезку).

Кинематическая интерпретация сдвигов. Таким образом, макроструктурный рисунок чехла Кряжа Карпинского следует связывать с проявлением правосдвиговой деформации. При этом можно рассматривать две гипотезы, позволяющие по-разному определить ориентировку оси максимального укорочения, создавшего сдвиг. Согласно первой из них, сжатие было ориентировано под углом $30\text{--}45^\circ$ к линии сдвига, т.е. в северо-западном направлении. Вторая гипотеза, лучше согласующаяся с региональными геологическими данными, предполагает, что правые сдвиги (равно как и продольная флексура вместе с Манычским прогибом) возникли при ориентированном меридионально (как и на Кавказе) направлении главного укорочения. В такой ситуации вдоль линеаментов северо-западного и запад-северо-западного простираний должны были развиваться правый сдвиг и сжатие (с правым сдвигом) соответственно, что, в принципе, и могло иметь место на самом деле, если только считать, что Манычская долина и крутая флексура к северу от нее отражают направленный к северу поддвиг коры Скифской плиты.

Однако при втором предположении зона новейших правых сдвигов Кряжа Карпинского оказывается почти поперечной направлению главного субмеридионального сжатия. Такое сочетание в условиях плоской деформации могло возникнуть только в том случае, если амплитуда поддвига к северу существенно выше амплитуды сдвига (что пока сложно выяснить) либо, напротив, произошло значительное продольное сдвиговое течение или поперечное расплющивание материала с вращением сдвигов вокруг вертикальной оси наподобие костя-

A



0 2 4 км

Б

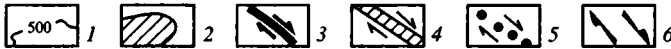
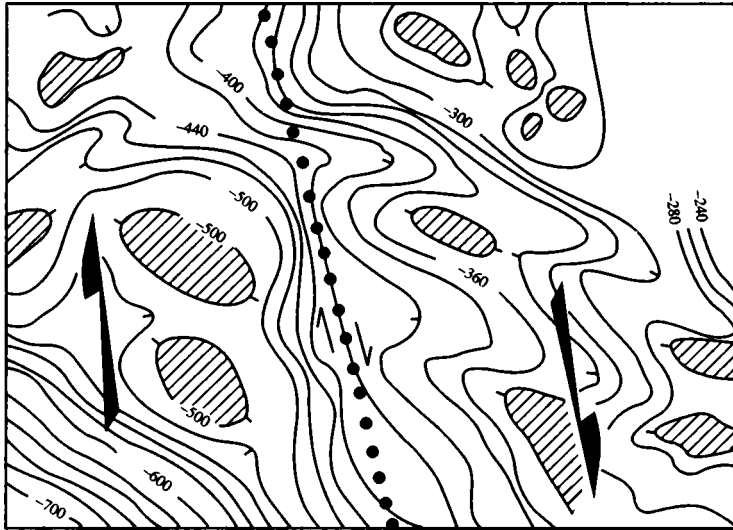


Рис. 42. Примеры участков проявления сдвиговой деформации

А – поперечная ориентировка брахискладок чехла и их торцевое сочленение с разрывами – вероятные результаты сжатия сдвинутых блоков во фронтальной части и антитетического разворота структур против часовой стрелки (район Белоглинского и Ульдучинского поднятий); Б – кулисное расположение брахискладок чехла, свидетельствующее о левом сдвиге (район Элистинской флексуры, к западу от Буратинского поднятия; геологическая основа – структурная карта по поверхности нижнего мела (А) и кровле палеоцена (Б) (по А.П. Козубу и др., 1993 г.); 1 – стратоизогипсы, м; 2 – своды антиклиналей; 3 – предполагаемые сдвиги; 4 – региональный разлом вдоль южного борта Кряжа Карпинского, вероятно правосторонняя компонента смещения; 5 – предполагаемый глубинный сдвиг вдоль Элистинской флексуры; 6 – направление скашивания внутри зоны правостороннего простого сдвига над Элистинским глубинным разломом

Fig. 42. Examples of structural patterns of the areas deformed by wrenching

A – Transverse brachyfaults and their abrupt conjunction (abutment) with inferred strike-slip faults as a probable result of compression in the frontal parts of displaced blocks (the area of the Beloglinka and Uldyuchinka uplifts; geological framework – the structural map on the top of the Lower Cretaceous (after A.P. Kozub et al., 1993); *B* – En echelon arrangement of brachyfaults, indicative of sinistral wrenching (area of the Elista flexure, west of the Burata uplift; geological framework – structural map on the top of Cretaceous (*A*) and Paleocene (*B*), (after A.P. Kozub et al., 1993). See Fig. 41 for location of Fig. 42; 1 – structure contour lines, m; 2 – crests of anticlines; 3 – inferred strike-slip faults; 4 – regional fault along the southern flank of the Karpinsky swell with a possible dextral strike-slip component; 5 – inferred deep-seated wrench fault along the Elista flexure; 6 – direction of wrenching within the zone of the dextral simple shear along the Elista deep-seated fault



шек домино или стопки книг [Копп, 1991а, 1997; Freund, 1974]. Признаки последнего угадываются в наличии на востоке территории многочисленных узких сдвиговых блоков с антитетически развернутой, до северо-восточного простирания, ориентировкой структур внутри них.

В связи с этим обращает на себя внимание наличие двух систем правых сдвигов на востоке региона (там, где горизонтальное сжатие должно было быть максимальным): запад-северо-западного–широтного и северо-западно-го–север-северо-западного простирания соответственно. Вторая система, к которой принадлежит вышеохарактеризованная поперечная флексура, ограничивающая Элистинский блок на западе, выражена более резко, а сдвиги являются секущими по отношению к сдвигам первой системы. Так что не исключена возможность новообразования сдвиговых структур в ходе длительной деформации [Гептнер, 1970; Нёеррегер, 1968]. Диагональные сдвиги более ранней генерации в результате продолжительного вращения вокруг вертикальной оси (произошедшего из-за сплющивания деформируемого объема на глубине) приняли почти продольную ориентировку, и когда сдвиговое смещение по ним прекратилось, то возникла следующая генерация сдвиговых разломов, опять ориентированных под острым углом к направлению сжатия.

Сказанное не относится к западной половине рассматриваемой территории, где картина упрощается: там развита всего одна серия тесно сближенных субпараллельных сдвигов продольной ориентировки, к которым торцом приключается Сальский поперечный выступ. Здесь уже нет свидетельств в пользу расплющивания и вращения узких блоков, да и величина субмеридионального сжатия, судя по выполаживанию главной флексуры Кряжа (см. рис. 40), становится меньше. Зато если исходить из дугообразной, с выпуклостью к северу, конфигурации сдвиговой зоны, можно предполагать вероятность вращения против часовой стрелки всего блока к югу от нее. Именно в этой части Кряжа Карпинского с наибольшей очевидностью устанавливается (по ориентировке правого сдвига) северо-западное направление горизонтального укорочения, однако оно скорее всего является производным по отношению к региональному меридиональному сжатию и связано с выжиманием к западу Сальского блока.

Новейшие правые сдвиги широко распространены и по соседству с Кряжем Карпинского. Они присутствуют в структуре расположенного непосредственно к востоку от него Промысловско-Цубукского вала (рис. 43), на Мангышлаке [Копп, 1997] и в Донбассе [Korçemagin et al., 1996]. Таким образом, вся линия новейших дислокаций от Донбасса до Мангышлака – это область проявления альпийского правого сдвига и меридионального сжатия. Кроме того, правосдвиго-

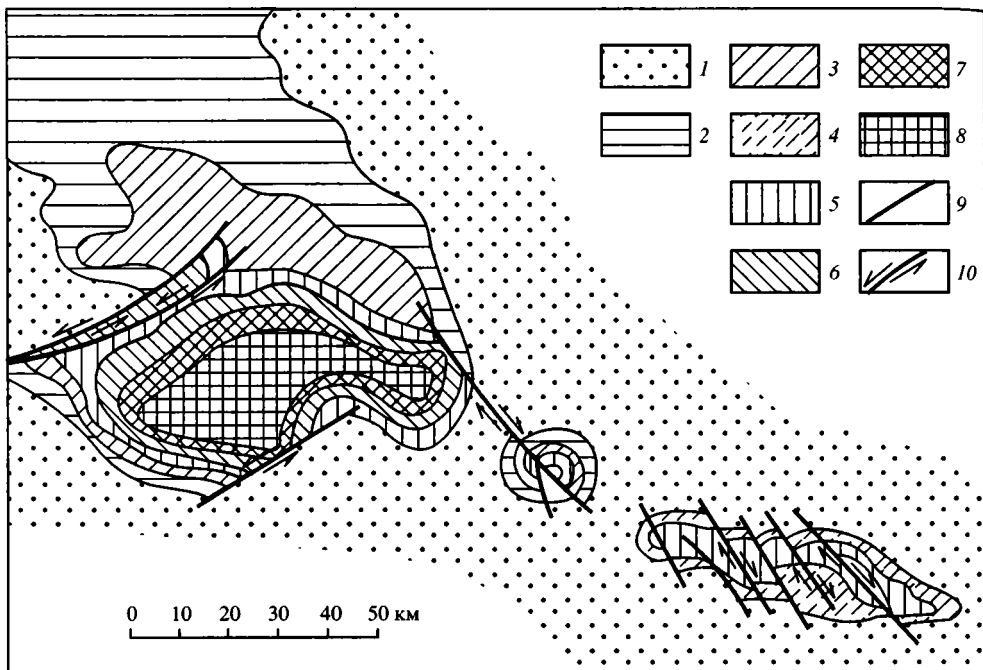


Рис. 43. Сдвиги Промысловско-Тубукского вала (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР, масштаб 1:1 000 000, лист L-(38), 39, Н.И. Нестерова, Н.П. Сайфутдинов, 1988 г.; кинематическая интерпретация разрывов сделана автором)

1 – майкопская серия (олигоцен–нижний миоцен); 2 – эоцен; 3 – палеоцен; 4 – палеоцен–эоцен нерасчлененные; 5 – маастрихт; 6 – сантон и кампан нерасчлененные; 7 – турон и коньяк нерасчлененные; 8 – альб и сеноман нерасчлененные; 9 – разрывы; 10 – то же, предполагаемые сдвиги

Fig. 43. Strike-slip faults of the Promyslovsko-Tsubuksky swell. Kinematic interpretation of the fault was made by M.L. Kopp

1 – Maikopian sequence (Oligocene–Lower Miocene); 2 – Eocene; 3 – Paleocene; 4 – Paleocene–Eocene, undivided; 5 – Maastrichtian; 6 – Santonian–Campanian, undivided; 7 – Turonian–Coniacian, undivided; 8 – Albian–Cenomanian, undivided; 9 – faults; 10 – inferred strike-slip faults

вая транспрессия определяет стиль деформации Большого Кавказа⁹, особенно его центральной–западной части [Копп, 1989; Расцветаев, 1973, 1989] и всей Периаравийской коллизионной области [Копп, 1997; Расцветаев, 1973]. В частности, одна из зон сгущения правых сдвигов пересекает Кавказ вдоль берега Каспия от Талыша до восточного фланга Дагестанского клина. При таком подходе домен веерообразно расщепляющихся с расширением к северу правых сдвигов Кряжа Карпинского может оказаться чем-то вроде структуры типа “конский хвост” на затухании крупной зоны сдвиговых деформаций.

О соотношении деформаций сдвига и взброса. Почти поперечная к направлению регионального сжатия (установленному по сдвигам) ориентировка раз-

⁹ На востоке Большого Кавказа широко развиты и левые сдвиги [Копп, 1989, 1997; Короновский, 1994; Никитин, 1987], однако они, судя по всему, заложены несколько позже правых (поздний плиоцен и поздний миоцен соответственно) [Копп, 1997] и, возможно, обладают несколько меньшей амплитудой.

рывов восточной половины Кряжа предполагает возможность взбросовой компоненты смещения. У всех разрывов подняты северные крылья, попутно наклон главной продольной флексуры. Последняя вместе с Манычским трогом может отражать направленный к северу поддвиг коры Скифской плиты под Восточно-Европейскую платформу. Таким образом, данные анализа поверхностного структурного рисунка совместимы с интерпретацией материалов сейсморазведки, предполагающей взбросо-надвиговой характер продольных разломов [Sobornov, 1995].

Гораздо труднее ответить на неизбежно возникающий при этом вопрос о доле сдвиговой и надвиговой составляющих в суммарной деформации региона. Если исходить из количества и амплитуды наиболее крупных сдвигов, то продольное удлинение Кряжа Карпинского между Сальским и Бузгинским блоками должно было составить не менее 20–25 км (10% от его длины в данном отрезке), а соответствующее 10-процентное укорочение при плоской деформации в сдвиговом поле напряжений – около 4–5 км. Расчеты же поперечного сокращения региона в результате надвига (поддвиг) пока отсутствуют, хотя качественно предполагается [Sobornov, 1995], что оно может быть достаточно существенным. По мнению автора, основанному только на опыте изучения коллизионной деформации Альпийского пояса [Копп, 1991а], в зонах типа Кряжа Карпинского, значительно удаленных от индентора (в данном случае – Аравийской плиты), надвиговое поле напряжений должно значительно уступать сдвиговому, о чем свидетельствует и небольшая амплитуда новейшего рельефа.

Однако если роль взбросовой деформации все-таки достаточно велика, то и в этом случае, учитывая все вышесказанное, нельзя уйти от необходимости искать способы взаимодействия взброса и правого сдвига: в форме ли вращения правых сдвигов при расплющивании и их последующей трансформации во взбросы или, при отсутствии вращения, – в пластическом сдвиговом течении вдоль последних. Так или иначе, при любом варианте истолкования наблюдаемого структурного рисунка – с вращением сдвигов или без такового – приходится считать, что он возник в результате сжатия в сдвиговом поле напряжений. Конечно, и в таком случае деформируемый объем должен быть снизу ограничен поверхностью срыва, однако скольжение по последней должно быть направлено вдоль складчатой зоны, а не поперек. В этом смысле весьма интересно строение периклиналей кряжа Карпинского, где как раз и могут развиваться поперечные надвиги.

4.4. ВРЕМЯ ДЕФОРМАЦИИ

Чехол Скифской плиты был деформирован в послемайкопское время одновременно со складчатостью и орогенезом Большого Кавказа. Намечается и более дробная корреляция тектонических фаз, в равной степени проявившихся как в коллизионной области, так и в платформенной. Первоначальное возникновение Большекавказского орогена, зафиксированное накоплением моласс среднего миоцена в Карталинской (Верхнекуруинской) межгорной впадине, произошло на рубеже раннего–среднего миоцена (штирийская фаза). Судя по тому, что на остальной части обрамления Большого Кавказа в то время отлагались тонкие среднемиоценовые осадки диатомовой свиты и ее аналогов, воздымался только Центральный Кавказ на меридиане так называемого Транскавказского

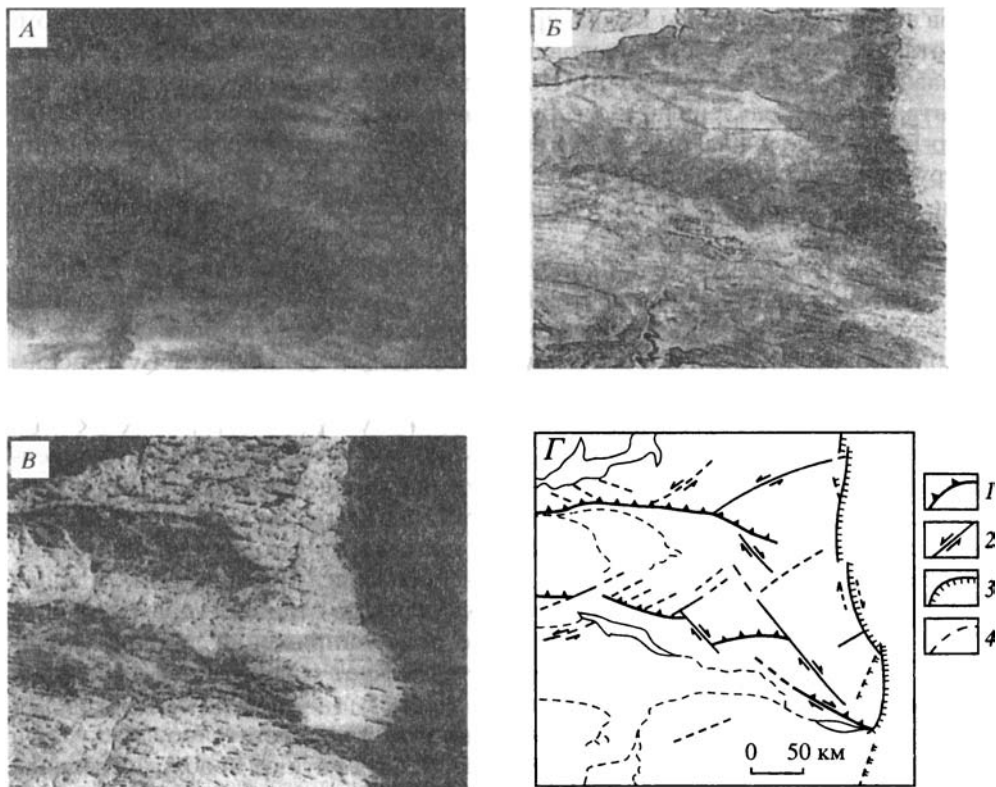


Рис. 44. Цифровые карты рельефа Кряжа Карпинского; разрешение 30"

A – карта гипсометрии рельефа; *Б, В* – карты градиентов рельефа: *Б* – с затененными уступами; *В* – с затененными террасами; *Г* – структурная интерпретация; 1 – взбросы; 2 – сдвиги; 3 – сбросы; 4 – линеаменты

Fig. 44. 30" digital elevation model of the Sal-Manych (Karpinsky range)

A – maps of the topographic gradients: *Б* – with shaded scarps, *В* – with shaded terraces, *Г* – structural interpretation; 1 – reverse faults; 2 – wrench faults; 3 – normal faults; 4 – lineaments

поперечного поднятия [Милановский, Хаин, 1963]. Видимо, благодаря расположению напротив Ставропольского свода, входившего в состав последнего, тогда же впервые обозначилась и будущая Сальско-Манычская мегантиклиналь – о чем можно догадываться по отсутствию здесь осадков среднего миоцена (хотя вообще-то они могли быть уничтожены последующими размывами), хотя они присутствуют в субширотных прогибах обрамления – Манычском и Сальском.

Однако наиболее активный рост новейшей мегантиклинали Кряжа Карпинского приходится на позднемиоцен-раннеплиоценовый интервал времени, сменивший стадию относительного покоя и общей трансгрессии в среднем миоцене. Он строго совпал по времени с главной эпохой становления Большекавказского орогена в его современных границах, причем составляющие ее частные фазы – предпозднесарматская и предпонтическая (обе они имеют позднемиоценовый возраст и в совокупности соответствуют аттической фазе Г. Штилле), а также предплиоценовая (роданская, или восточнокавказская) – четко зафиксированы и на Кряже Карпинского по резким размывам в подош-

вах отложений верхнего сармата, понта и нижнего плиоцена (аллювиальной ергенинской свиты). Относительную роль этих фаз оценить трудно, но в результате последней из них как на Кавказе, так и в соседней платформенной области резко усилилось общее поднятие, выразившееся в контрастном расчленении рельефа, глубоком врезании долин и почти окончательном разрыве связей между Черноморским (Понто-Эвксинским) и Каспийским бассейнами.

После тектонического импульса, произошедшего на рубеже миоцена–плиоцена, наступила длительная эпоха покоя и выравнивания, охватившая вторую половину раннего плиоцена (балахан), весь поздний плиоцен (акчагыл) и зоплейстоцен (большую часть апшерона). Раннеплиоценовые врезы долин заполнились аллювием, кое-где со стороны Каспия в них ингрессировали воды акчагыльского моря. Базальный горизонт этого трансгрессивного цикла – ергенинская свита аллювиальных песков нижнего плиоцена – распространен уже повсеместно на востоке Скифской плиты, залегая с резким несогласием на самых разных слоях чехла – от понта до эоцена включительно. Однако и сама ергенинская свита вместе с перекрывающими акчагыльско-апшеронскими морскими отложениями подверглась пологим деформациям в плейстоцене: ее подошва в пределах Кряжа Карпинского и Ергенинского уступа поднята на несколько сотен метров по отношению к соседним прогибам. Эта фаза деформаций легко коррелируется с тем усложнением структуры, которое на Кавказе имело место в пред- и послебакинское время и соответствует валахской фазе Г. Штилле.

Таким образом, новейшие фазы деформаций Скифской плиты сопоставляются с таковыми Большого Кавказа не только по времени, но и по относительной интенсивности. Это еще раз доказывает факт влияния коллизионных событий на внутриплитные дислокации платформенной области.

Активное развитие всех структур региона в четвертичное время прекрасно видно на цифровых топографических картах (рис. 44). Ергенинский уступ здесь дешифрируется как смещающий четвертичный рельеф, плавно изогнутый сброс эшелонированного внутреннего строения (правосдвиговая компонента?), а южный уступ Сальско-Манычской гряды – как зона правосдвиговой транспрессии. Великолепно видны неоднократные ступенчатые смещения последнего (сопровождающиеся его антитетическим вращением против часовой стрелки), которые отражены в коленообразных изгибах Манычской долины. При этом среди двух систем правых сдвигов (субширотного и северо-западного простираения) особенно четко выделяются последние, очевидно, более всего омоложенные в четвертичное время. Хорошо виден (по резкому увеличению расчлененности четвертичного рельефа) Элистинский приподнятый блок, зажатый между Ставропольским сводом и Кряжем Карпинского. Как несомненный тектонический разрыв (с вероятной компонентой взброса) читается крутой южный уступ Котельниковской гряды, в пределах которого присутствуют узкие линзовидные блоки (надвиговые чешуи?).

Таким образом, на цифровых картах с точностью отражены практически все рассмотренные выше особенности макроструктурного рисунка, что, во-первых, еще раз доказывает справедливость кинематической интерпретации деформаций, а во-вторых, свидетельствует об их активном развитии в квартере.

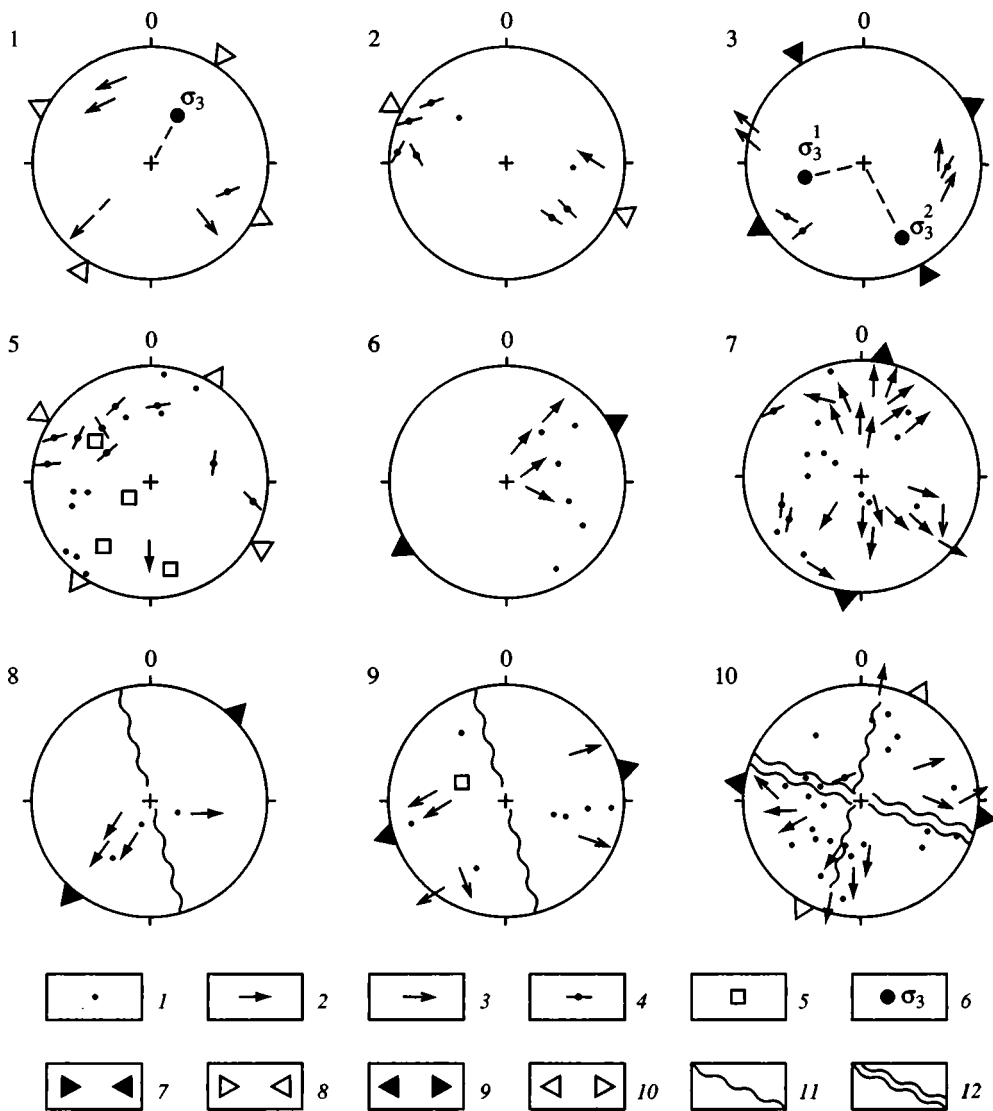


Рис. 45. Стереодиаграммы трещиноватости для Кряжа Карпинского

Местоположение станций наблюдения см. на рис. 38: 1–7 – Сальско-Манычская гряда (Кряж Карпинского): 1 – с. Троицкое, карбонатные глины неогена; 2 – то же, глины олигоцена–нижнего миоцена (майкопская серия); 3 – с. Воробьевка, четвертичные лессы; 5 – Белоглинский пруд, карбонатные глины эоцена; 6 – балка Гашун, глины олигоцена–нижнего миоцена (майкопская серия); 7 – Вознесенский керамзитовый карьер, то же; 8–10 – Ергенинский уступ: 8 – с. Кегульта, пески ергенинской свиты плиоцена; 9 – с. Овата, глины нижнего–среднего миоцена; 10 – Чолун-Хомурский известняковый карьер, известняки-ракушечники верхнего миоцена (сармат)

1 – полюсы трещин без борозд скольжения; 2 – то же, с некоторыми знаками смещения (смещение прослоев, подворот слоистости около следа малоамплитудного разлома и т.д.); 3–4 – полюсы трещин, сопровождаемых бороздами скольжения: 3 – с очевидным знаком смещения, определяемым по “заусеницам”; 4 – с неясным знаком смещения; 5 – полюсы жил и отрывов; 6 – проекция оси максимального сжатия σ_3 ; 7–10 – направление преобладающего: 7 – сжатия, 8 – то же, 2-го порядка, 9 – растяжения, 10 – то же, 2-го порядка; 11 – ориентировка Ергенинского уступа в данной точке наблюдения; 12 – генеральная ориентировка Кряжа Карпинского

Кроме того, данные дешифрирования позволяют найти элементы, практически не показываемые на структурных картах глубинных горизонтов, в частности Ергенинский сброс или разрывы северо-восточного простираения, смещающие влево уступ Сальско-Маньчской гряды. Тем не менее левые сдвиги там могут оказаться не случайными, если учесть их концентрацию на западе Кряжа Карпинского, около вышеупомянутой поперечной зоны восточного погружения Ростовского выступа, а также трассировку на домен левых сдвигов Восточного Крыма. Амплитуда их, по данным дешифрирования, все-таки значительно уступает таковой правых сдвигов.

4.5. МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Рассматриваемый регион неблагоприятен для мезотектонических исследований – как из-за чрезвычайно низкой обнаженности, так и из-за отсутствия прочных карбонатных пород, в которых способны развиваться зеркала скольжения, стилолиты, жилы и прочие индикаторы напряженной обстановки. Редкие и плохо выраженные образования такого рода встречены только в мергелях и карбонатных глинах верхнего эоцена, среднего миоцена и понта. Очень часто невозможно установить точную кинематику борозд скольжения из-за отсутствия заусениц, и поэтому, чтобы получить хоть какую-нибудь информацию, приходилось замерять малоамплитудные разрывы, знак которых можно определить только приблизительно по смещению слоек либо по характеру приразрывных подворотов (см. рис. 32); плоскость разрыва при этом по возможности расчищалась. В силу вышесказанного, а также рекогносцировочного характера наблюдений собранный материал не может характеризовать все рассмотренные выше элементы макроструктуры (особенно плохо обнажены диагональные и поперечные сдвиги) и показывает только наиболее общие особенности поля деформаций (рис. 45).

В частности, очевидно повсеместное преобладание сдвиговых и особенно сбросовых трещин. В тех немногочисленных случаях, когда по сдвигам удается установить простираение оси максимального укорочения, она оказывается ориентированной в меридиональном либо в северо-западном направлении. Ось удлинения чаще всего простирается либо поперек, либо вдоль кряжа Карпинского, т.е. в субмеридиональном или в субширотном направлении. Если первую группу сбросов можно сопоставить с растяжением при сводовом воздымании мегантиклинали Кряжа, то вторую легко увязать с субмеридиональным сжатием поперек нее.

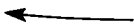


Fig. 45. Stereograms of mesotectonic fracturing

Observation sites see Fig. 38 for location: 1–7 – Sal-Manych range (Karpinsky swell): 1–2 – Troitskoe V. (1 – Neogene carbonate clays, 2 – Oligocene-Lower Miocene shales, Maikop Formation); 3 – Vorob'evka V., Quaternary loesses; 5 – Beloglinka pond, Eocene carbonate clays; 6 – Gashoun gully, Oligocene-Lower Miocene shales, (Maikop Formation); 7 – Voznesenovka ceramzite quarry, the same; 8–10 – Ergeni escarpment: 8 – Kegul'ta V., sands of the Ergeni Formation, Pliocene, 9 – Ovata V., Lower-Middle Miocene clays; 10 – Choloun-Khomour limestone quarry, Upper Miocene, Sarmatian coquinities

1–4 – poles of mesofractures: 1 – without slickensides; 2 – the same, with some signs of displacement (offset of interlayers, lamination bends near the trace of a low-magnitude fault, etc.); 3–4 – poles of slickensides and slip vectors for the upper hemisphere: 3 – with clear slickensteps indicating a kinematic type; 4 – without clear slickensteps; 5 – poles of veins and break-away fractures; 6 – projection of the maximum compression axis σ_3 ; 7–10 – direction of the predominant: 7 – compression; 8 – same as above, second-order or inferred; 9 – extension; 10 – same as above, second-order or assumed; 11–12 – orientation: 11 – of the Ergeni escarpment in a given observation point; 12 – general orientation of the Karpinsky swell

Устанавливаемый по мезотектоническим данным некоторый приоритет сбросового поля напряжений как будто противоречит приведенным в предыдущем разделе данным о существенной роли сдвига в структуре региона. Нельзя, однако, забывать об ограниченных возможностях данного метода применительно к условиям Кряжа Карпинского. Но даже если зафиксированный нами набор мезоструктур разного знака объективно отражает их естественные пропорциональные соотношения, то и в этом случае точку ставить преждевременно, учитывая вероятность динамической расслоенности деформируемого комплекса. Чрезвычайно пологое залегание слоев платформенного чехла в сочетании с признаками интенсивной сдвиговой деформации в структурном рисунке – признак того, что последняя происходит где-то на глубине (в фундаменте?), а на поверхности просвечивает в отраженных вертикальных смещениях. В пользу этой гипотезы может свидетельствовать надежно установленное прямое соответствие структуры чехла и кровли фундамента (см. рис. 40), иными словами, последний участвует в альпийских деформациях. Не менее существен и установленный геофизическими методами, не раз упоминавшийся выше факт выполаживания книзу, в северном направлении, субвертикальных новейших разломов южного крыла Кряжа Карпинского [Соболев, 1995; Ю.Н. Кальнов, С.И. Филин, 1995 г.]: на глубине порядка 10 км они уже сливаются в единую субгоризонтальную поверхность срыва.

Можно, таким образом, полагать, что основные деформации в сдвиговом поле напряжений, связанные со сжатием и поддвигом к северу Скифской плиты, произошли на глубине нескольких километров, тогда как чехол пассивно облекал рельеф фундамента. Над фронтальными частями сдвинутых блоков, где концентрируется сжатие, поверхность приподнялась, а над тыловыми, напротив, опустилась. Если это так, то тогда приходится допустить общее погружение фронта альпийского сжатия от Большого Кавказа к северу.

4.6. ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ КИНЕМАТИКА НОВЕЙШЕЙ ДЕФОРМАЦИИ

Материал, изложенный в настоящей главе, позволяет представить следующую соподчиненность разнопорядковых горизонтальных и вертикальных движений и деформаций в регионе (рис. 46).

Рис. 46. Геокинематическая модель новейшей структуры Кряжа Карпинского

А – геокинематическая карта; *Б* – вертикальный разрез по линии *А–Б*, иллюстрирующий предполагаемый подвиг фундамента Скифской плиты (принципиальный разрез, вертикальный масштаб условен, горизонтальный примерно соответствует масштабу карты); *В* – гипотетическое распределение в вертикальном разрезе различных полей напряжений в фундаменте: вертикальные эллипсы символизируют надвиговое поле напряжений, кружки – сдвиговое поле напряжений, горизонтальные эллипсы – сбросовое поле напряжений; большая стрелка показывает предполагаемый подвиг внутриплитных блоков, инициируемый общим поддвигом к северу Аравийской плиты; вертикальные стрелки обозначают направления вертикальных смещений блоков платформенного чехла

1 – Большой Кавказ; *2* – области палеозойской складчатости (*а* – Скифская плита, *б* – Донбасс); *3* – Восточно-Европейская платформа; *4* – поднятые блоки (антеклизы) докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы; *5* – контур Ставропольского свода; *6* – молассовые прогибы (на разрезе); *7* – надвиги и взбросы; *8* – сдвиги на карте, на разрезе – надвиги; *9* – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; *10* – крупные сбросы; *11* – направление общего простого сдвига в вертикальной плоскости, вызванного поддвигом Аравийской плиты

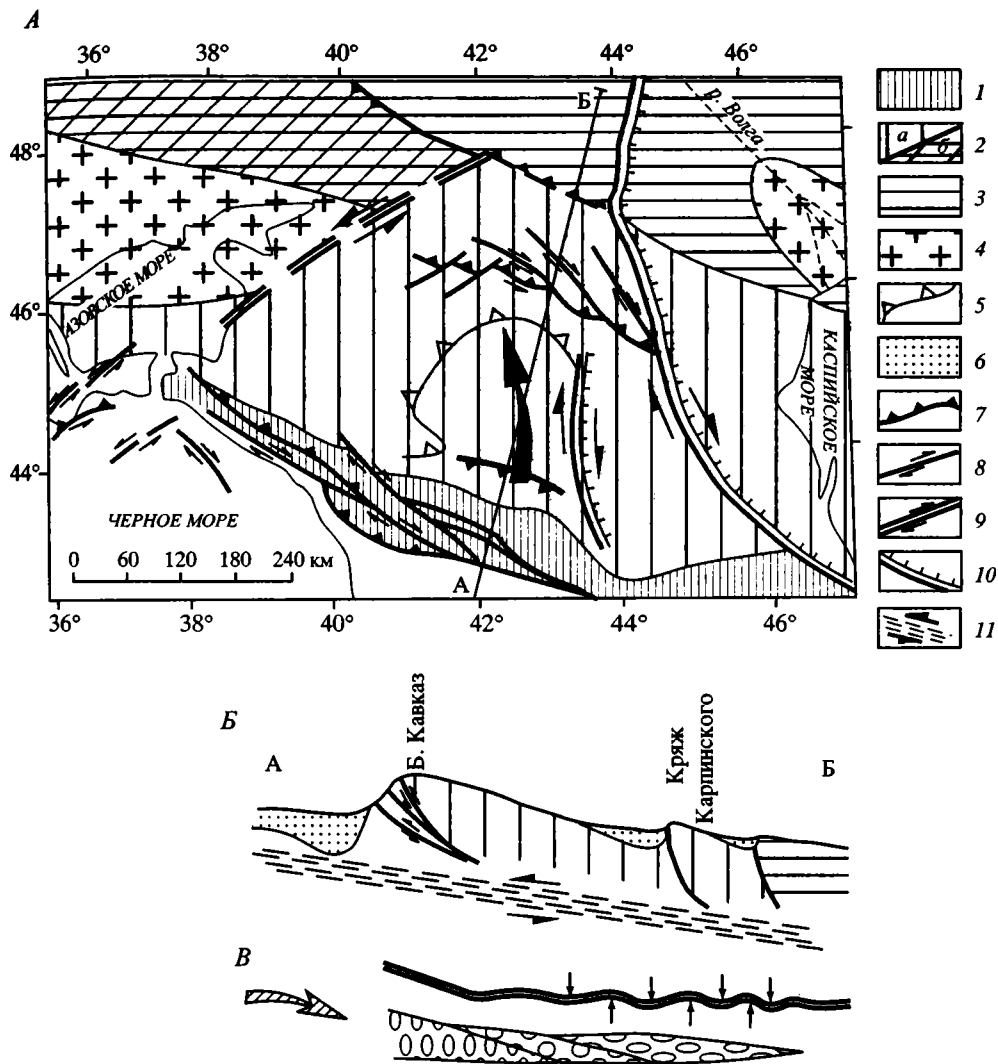


Fig. 46. Geokinematic model of the present-day structure of the Karpinsky swell

A – Geokinematic map; *B* – Vertical cross section along the line *A–B* illustrating the assumed underthrusting of the Scythian plate basement (schematic diagram, vertical scale is arbitrary, the horizontal one roughly corresponds to the map scale), *B* – Hypothetical distribution over a vertical section of various stress regimes in the basement: vertical ellipses symbolize the thrust regime, circles stand for the strike-slip regime, horizontal ellipses show the normal faulting regime; the large plunging arrow shows the inferred underthrusting of intraplate blocks initiated by the general Arabian plate northward underthrusting; small vertical arrows show the direction of the vertical displacements of platform cover block.

1 – Greater Caucasus; 2 – areas of Paleozoic orogeny (*a* – Scythian plate, *б* – Donets basin); 3 – East European craton; 4 – uplifted blocks (anticlines) of the Precambrian basement of the East European craton; 5 – outline of the Stavropol arch; 6 – molasse troughs (on the cross section); 7 – thrusts and faults; 8 – wrench faults on the map and thrusts on the cross section; 9 – simple shear zones in the horizontal plane; 10 – major faults; 11 – direction of the general simple shear in the vertical plane, caused by the underthrusting of the Arabian plate

В конце раннего миоцена, а особенно на рубеже миоцена и плиоцена развивающаяся коллизия Аравии–Евразии захлопнула Большекавказский бассейн и вызвала деформацию Большого Кавказа и восточной части Скифской плиты. Трапецевидный блок последней, ограниченный на востоке правыми сдвигами восточного фланга Большого Кавказа, а на западе – левосдвиговой зоной Восточного Крыма–Сала, вдавился между Ростовским и Астраханским выступами докембрийского фундамента и на севере, в районе Сальско-Маньчской и Котельниковской гряд, слегка пододвинулся под Восточно-Европейскую платформу. Маньчский и Сальский трюги, очевидно, являются элементами строения этой зоны поддвига. Вместе со Скифской плитой погружался к северу и фронт сжатия: если на Большом Кавказе надвиговое и сдвиговое поля напряжений проявлялись непосредственно на поверхности (сдвиговое поле в более северной зоне), то в пределах Кряжа Карпинского область действия сдвигового поля напряжений появилась на глубине нескольких километров и отразилась наверху лишь в структурном рисунке чехла (в виде кулисности складок, горизонтальных флексурах и др.) и в четвертичной тектонике. Ближе к поверхности за счет пассивного отражения глубинных деформаций сдвиговое поле сменялось на сбросовое (см. рис. 46, *Б, В*). Что же касается надвигового поля, то если оно здесь вообще проявилось, то только в форме поддвига и на еще большей глубине, чем сдвиговое. Относительная роль сбросового поля напряжений возрастает в сторону Каспийской впадины и к северу.

Судя по преобладанию правых сдвигов над левыми в структуре Кряжа Карпинского и по их изогнутой форме, северное движение восточного блока Скифской плиты сопровождалось некоторым поворотом против часовой стрелки. Последний увязывается с общим вращением Аравийской плиты, которое установлено по плиттектоническим расчетам [De Mets et al., 1990] и результатам анализа мегаструктурного рисунка всей Периаравийской коллизионной области [Копп, 1997]. Если рассматривать разветвляющиеся правые сдвиги Кряжа Карпинского как результат затухания грандиозной правосдвиговой зоны западного побережья Каспия, то при таком подходе левые сдвиги могут оказаться антитетическими разрывами, смягчающими эффект избыточного сжатия перед фронтом сдвинутого и повернутого блока (механизм подобной компенсации рассматривался в работах [Копп, 1991а, 1997]). Это никоим образом не противоречит высказанному выше мнению о приуроченности левых сдвигов к поперечно ориентированной восточной границе Ростовского выступа: избыток масс на затухании правосдвиговой зоны создавал саму необходимость возникновения встречного компенсационного оттока масс по левым сдвигам, тогда как вышеупомянутый выступ определял только конкретное место их концентрации.

В целом меридиональное сжатие с правым сдвигом привело к выжиманию масс из центральной части Кряжа Карпинского и их аккумуляции на его периклиналях в зонах Сальского и Бугинского блоков.

Таким образом, если суммировать все сказанное выше, новейшая структура Кряжа Карпинского образовалась при субмеридиональном сжатии, реализованном в сдвиговом поле напряжений. В итоге Кряж испытал деформа-

цию чистого сдвига в горизонтальной плоскости с поперечным укорочением и продольным удлинением на величину не менее 10%. Судя по устойчивой южной экспозиции продольных флексур, повторяющей южную вергентность Кавказа, присутствовала и компонента простого сдвига (скашивания) в вертикальной плоскости, очевидно, связанного с некоторым поддвигом фундамента. В таком аспекте Куринский прогиб и сопряженный с ним Большой Кавказ – область наибольшего поддвига, Маньчский трог и Кряж Карпинского – подвиг гораздо меньшего масштаба, а Сальский прогиб вместе с Котельниковской грядой – зона наименьшего, но при этом, может быть, наиболее глубокого поддвига (см. рис. 46, Б). В северном направлении фронт сжатия погружается, и если на Большом Кавказе надвиговые и сменяющие их к северу сдвиговые деформации выражены прямо на поверхности, то в районе Кряжа Карпинского последние развиты только в фундаменте, тогда как платформенный чехол лишь облекает неровности рельефа последнего¹⁰. Кроме того, в интервале от Кавказа до Восточно-Европейской платформы надвиговое поле деформаций сменяется сначала сдвиговым, а затем сбросовым (см. рис. 46, В).

4.7. ВЫВОДЫ

Изучение макро- и мезоструктуры кайнозойских отложений Кряжа Карпинского показало, что на новейшем этапе он развивался в обстановке субмеридионального сжатия и правого сдвига, вызванных давлением со стороны Кавказского синтаксиса. Последнее обусловило смещение к северу (с некоторым поворотом против часовой стрелки) ограниченного сдвигами трапециевидного блока восточной части Скифской плиты, результировавшее в его некотором поддвиге под Восточно-Европейский кратон и выжимании масс по латерали в области Кряжа Карпинского. Сжатие и сдвиг воздействовали на фундамент Скифской плиты и на поверхности проявлялись только в особенностях структурного рисунка и неотектоники. Сам же чехол испытывал лишь вертикальные подвижки в сбросовом поле напряжений, облекая неровности фундамента, возникшие в результате его горизонтальной деформации. В направлении к северу, а также к востоку, в сторону Прикаспийской впадины, субмеридиональное сжатие все больше сменялось субширотным растяжением.

¹⁰ На северной окраине Донбасса альпийские надвиги, секущие низы палеогена, выходят непосредственно на поверхность [Стовба, Стифенсон, 2000; Nikishin et al., 1999].

ПРИВОЛЖСКО-ЕРГЕНИНСКИЙ НОВЕЙШИЙ УСТУП (И ЗАПАДНЫЙ ПРИКАСПИЙ)

Возникший в конце неогена Приволжско-Ергенинский уступ протягивается на расстояние более 1000 км от Саратова до Элисты, образуя естественную западную границу Прикаспийской низменности. Еще в конце XIX века А.П. Павлов [1896] высказал предположение, поддержанное затем А.Д. Архангельским [1912], Н.С. Шатским [1922, 1948] и Е.В. Милановским [1940], о том, что этот эскарп соответствует зоне меридиональных сбросов, ограничивающих Прикаспийскую впадину. Однако впоследствии буровые и геофизические работы не обнаружили здесь сколько-нибудь крупных разрывных нарушений со смещением, если не считать отдельных малоамплитудных сбросов; известные же флексуры платформенного чехла слишком широки, чтобы их можно было считать принадлежностью именно данного конкретного уступа. Крутизну правого берега р. Волги на соответствующем отрезке чаще всего объясняют однонаправленной (в результате действия сил Кориолиса) боковой эрозией, а уступ Восточных Ергеней рассматривают как абразионный клифф позднеплиоцен-четвертичных морей [Обедиентова, 1975; Панов, 1956; Якушова, 1961].

Проведенный автором и его коллегами [Заршиков, Копп, 2000; Копп, 1998; Копп и др., 1999б] анализ новейших литературных материалов и данных собственных полевых наблюдений подтверждает представления [Архангельский, 1912; Павлов, 1896; Шатский, 1922] о дизъюнктивной природе всего Приволжско-Ергенинского уступа. Но, по нашему мнению, он выражен широкой зоной вязкопластического скалывания платформенного чехла, возможно, развившейся над глубинным сбросом фундамента. Зона, помимо сбрасывания к востоку, обладает компонентой сдвига – левостороннего на севере и правостороннего на юге. Для выяснения происхождения уступа исследовались следующие его характеристики (отдельно для приволжской и ергенинской частей): 1) тектоническая позиция и структурное выражение; 2) геометрическая конфигурация, по данным дешифрирования топографических и цифровых карт рельефа; 3) кинематика трещиноватости, по результатам массовых замеров в поле [Копп и др., 1999б].

5.1. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРУКТУРНОЕ ВЫРАЖЕНИЕ

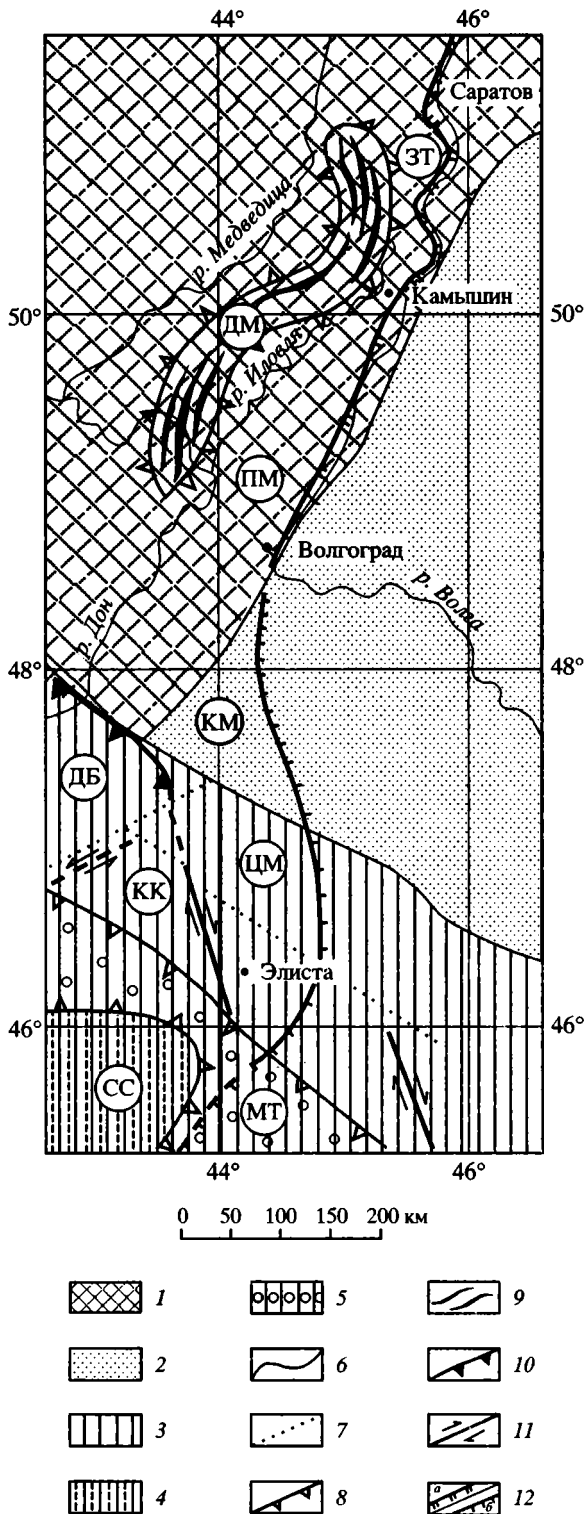
Приволжский уступ на всем протяжении приурочен к довольно широкому (несколько десятков километров) западному борту Прикаспийской синеклизы (рис. 47, 48), где резко возрастает мощность всех горизонтов фанерозоя. Морфологически уступ выражен крутым восточным склоном Приволжской возвышенности (а точнее, Волжско-Иловлинского водораздела), неотектоническая активность которого фиксируется наличием лестницы цокольных и эрозионных надпойменных террас хазарско-хвалынского возраста, их расщеплением около растущих поднятий [Горелов, 1957; Обедиентова, 1957; Цыганков, 1971; Четвертичные отложения..., 1978], очень глубокими (до 80 м) длительно развивавшимися врезами поперечных балок с врезанными меандрами, перекосом 140–160-метровой акчагельской(?) террасы [Горелов, 1957] и, наконец, наблюдавшимся нами в районе сс. Нижняя Банновка и Трубино явно тектоническими (так как они обращены от Волги, т.е. к западу) наклонными 60-метровой (ха-

Рис. 47. Структурная позиция Приволжско-Ергенинского уступа (геологическая основа взята с Тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000, 1982)

1-2 – Восточно-Европейская древняя платформа: 1 – Воронежская антеклиза, 2 – Прикаспийская синеклиза; 3-5 – Скифская эпигерцинская плита и Донецкое складчатое сооружение, в том числе некоторые неотектонически активизированные области: 3 – Кряж Карпинского (Сальско-Маньчская неотектоническая гряда), 4 – Ставропольский свод, 5 – Маньчский новейший трог; 6 – границы главных тектонических единиц; 7 – то же, второстепенных тектонических единиц; 8 – границы некоторых областей новейшей активизации (вершины треугольников – в сторону новейшего опускания); 9-11 – новейшие структуры: 9 – складки Доно-Медведицкой зоны, 10 – надрывы Донбасса (по [Милановский, 1983; Стомба, Стифенсон, 2000]), 11 – сдвиги Сальско-Маньчской гряды и Промысловско-Цубукского вала (по [Копп, 1998, 2000]); 12 – Приволжско-Ергенинский уступ (а – Приволжская, б – Ергенинская части). Тектонические зоны: ДБ – складчатое сооружение Донбасса, ДМ – Доно-Медведицкая складчатая зона, ЗТ – Золотовская структурная терраса, КК – Кряж Карпинского, КМ – Карасальская моноклинал, МТ – Маньчский трог, ПМ – Приволжская моноклинал, СС – Ставропольский свод, ЦМ – Цимлянская моноклинал

Fig. 47. Structural position of the Privolzhsko-Ergeni escarpment

1-2 – East European craton: 1 – Voronezh anteclise, 2 – Peri-Caspian syneclise; 3-5 – Scythian plate and Donetsk foldbelt including some recently active structures: 3 – Karpinsky swell (Sal-Manych Range), 4 – Stavropol' high, 5 – Manych neotectonic trough; 6 – limits of main tectonic units; 7 – limits of local tectonic units; 8 – areas of recent activation; 9-11 – recent structures: 9 – folds of the Don-Medveditsa dislocations, 10 – thrusts of the Donets basin, 11 – strike-slip faults of the Karpinsky and Promyslovsko-Tsubuksky swells [Kopp, 1998, 2000]; 12 – Privolzhsko-Ergeni escarpment (a – Privolzhsky segment, б – Ergeni segment). Tectonic units: ДБ – Donets basin foldbelt, ДМ – Don-Medveditsa foldbelt, ЗТ – Zolotoe structural terrace, КК – Karpinsky swell, КМ – Karasal monoclinal, МТ – Manych trough, ПМ – Privolzhsky monoclinal, СС – Stavropol' high, ЦМ – Tsymlyanskaya monoclinal



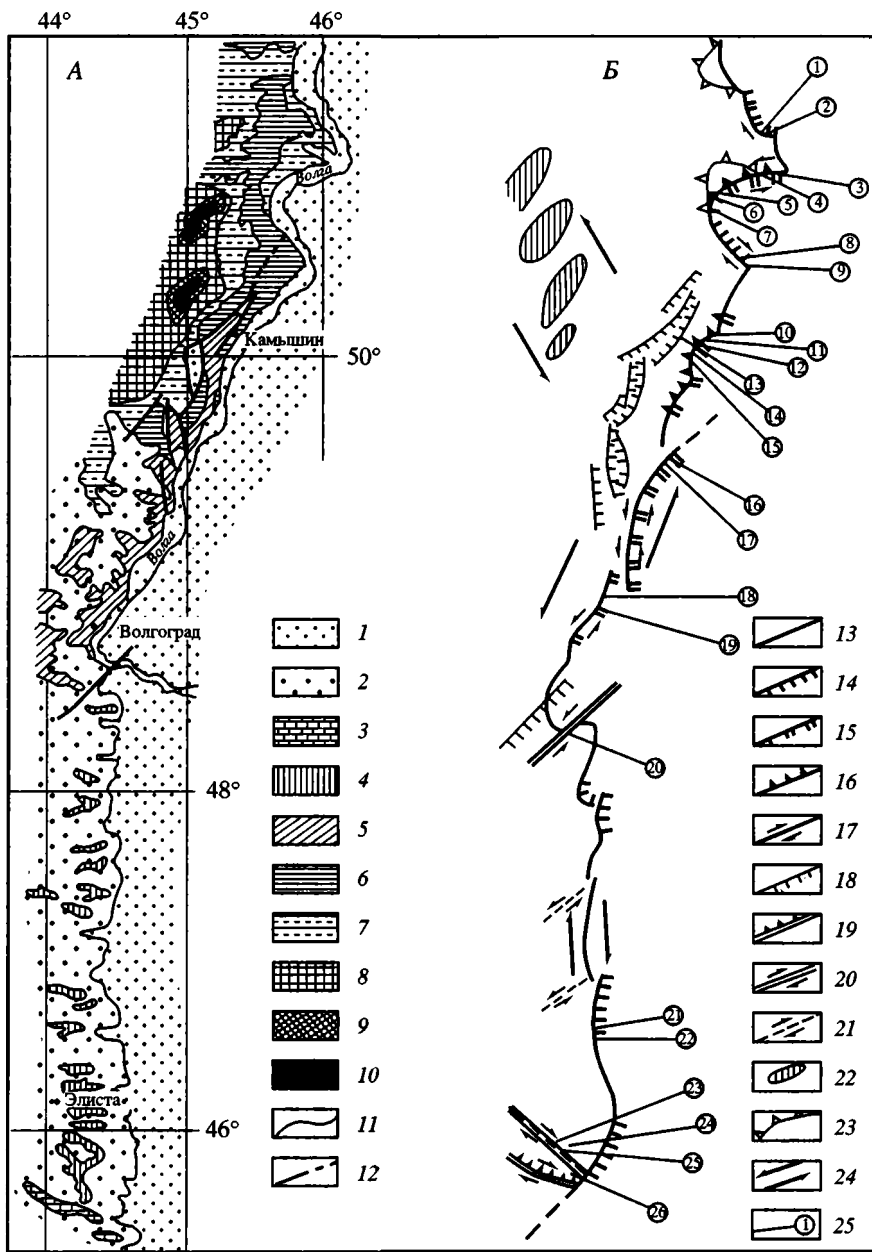


Рис. 48. Строение Приволжско-Ергенинского уступа

А – геологическая карта: 1 – четвертичные отложения; 2 – плейстоцен; 3 – верхний миоцен (сармат); 4 – олигоцен–нижний миоцен (майкопская серия); 5 – эоцен; 6 – палеоцен; 7 – верхний мел; 8 – нижний мел; 9 – верхняя юра; 10 – средняя–нижняя юра; 11 – геологические границы; 12 – разломы.

Б – структурно-кинематическая схема: 13 – Приволжско-Ергенинский уступ; 14–17 – предполагаемая кинематика Приволжско-Ергенинского уступа по данным наблюдений трещиноватости: 14–16 – смещение по падению сместителя; 14 – наклонный сброс (штрихи – по падению сместителя), 15 – субвертикальный сброс, или взрез (двойные штрихи – по падению сместителя), 16 – взброс (треугольники – по падению сместителя), 17 – смещение по простиранию сместителя (сдвиг); 18 – сбросы, установленные по данным геологического картирования (штрихи – в сторону сброшенного крыла); 19–20 – геоморфологические линеаменты, хотя бы частично совпадающие с флексурами, разрывами и другими структурными

зарской?) надпойменной террасы. Противоположный западный склон Приволжской возвышенности, прилегающий к р. Иловле, построен принципиально иначе: слабая выраженность и преимущественно аккумулятивный характер речных и балочных террас (по крайней мере, выше ст. Петров Вал), отсутствие молодых глубоких врезов – все это свидетельствует об обстановке новейшего погружения или, во всяком случае, очень замедленного поднятия.

Таким образом, по геоморфологическим признакам Волжско-Иловлинский водораздел представляет собой асимметричный наклонный горст с аномально поднятым восточным плечом. Особенности строения рельефа и четвертичных отложений позволяют считать, что к северу этот блок постепенно сужается, одновременно увеличиваются высота его подъема и степень перекоса в вертикальном сечении.

Поскольку в рассматриваемом районе почти отсутствуют плиоценовые образования, геологически проверить соображения о самостоятельном подъеме асимметричного Приволжского блока непросто. И все же, если сравнить высотные отметки подошвы плиоценовых отложений (правда, встречающихся на значительном удалении от самого водораздела), то можно увидеть следующее. На западе, около долины р. Иловли, подошва ергенинских песков нижнего плиоцена находится на отметке порядка 150 м. Восточнее, вблизи гребня предполагаемого горста, она поднята на высоту около 200 м; при этом, если учесть, что выход плиоцена приурочен здесь к известному Александровскому грабену, ложе которого в квартере дополнительно просело на 70–80 м [Горелов, 1957; Милановский, 1940; Павлов, 1896], то первичная высота подошвы ергенинских песков должна была составлять примерно 270 м. К востоку же, в Прикаспийской впадине, подошва плиоценовых отложений опускается до отметки не менее –200 м. Правда, там они представлены уже морскими (акчагыльскими) фациями – что с большой долей вероятности свидетельствует о наличии обращенного к востоку конседиментационного абразионного уступа и заставляет несколько скорректировать (в меньшую сторону) амплитуду послеакчагыльских деформаций. Однако с учетом наиболее высоких отметок береговых линий акчагыльского моря амплитуда конседиментационного уступа вряд ли превышала 100 м, так что существенную часть (200–300 м) разности высот можно отнести за счет постплиоценового флексурообразного перекоса.

В структуре же доплиоценовых отложений Приволжская возвышенность отвечает одноименной моноклинали, которая на западе сочленяется по крутой Иловлинской флекуре с Доно-Медведицкой складчатой зоной. В отличие от

линеаментами платформенного чехла (кинематика – по особенностям структурного рисунка): 19 – предполагаемые взбросы, 20 – предполагаемые сдвиги; 21 – геоморфологические линеамента, предполагаемые сдвиги; 22 – антиклинали восточной части Доно-Медведицкой зоны внутриплитных дислокаций; 23 – контуры периклиналей куполовидных складок Красноармейской (Золотовской) структурной террасы; 24 – направление простого сдвига в горизонтальной плоскости, установленного по особенностям структурного рисунка; 25 – станции наблюдений трещиноватости

Fig. 48. Geological (A) and structural (B) maps of the Privolzhsko-Ergeninsky escarpment

1 – Quaternary; 2 – Pliocene; 3 – Upper Miocene; 4 – Oligocene–Lower Miocene; 5 – Eocene; 6 – Paleocene; 7 – Upper Cretaceous; 8 – Lower Cretaceous; 9 – Upper Jurassic; 10 – Middle Jurassic; 11 – stratigraphic boundaries; 12 – faults; 13 – the Privolzhsko-Ergeninsky escarpment; 14–17 – Supposed kinematics of the Privolzhsko-Ergeninsky escarpment based on mesotectonic observations: 14–16 – dip-slip displacement: 14 – normal fault, 15 – subvertical normal fault or reverse fault, 16 – reverse fault or thrust, 17 – strike-slip displacement; 18 – normal faults derived from the geological mapping; 19–20 – lineaments if only partly coinciding with known faults or flexures of the platform cover: 19 – supposed reverse faults, 20 – supposed strike-slip faults; 21 – other lineaments, supposed strike-slips; 22 – anticlines of eastern Don-Medveditsa deformations; 23 – contours of periclinal domes; 24 – simple shear in horizontal plane deduced from peculiarities of the structural pattern; 25 – sites of mesotectonic observations

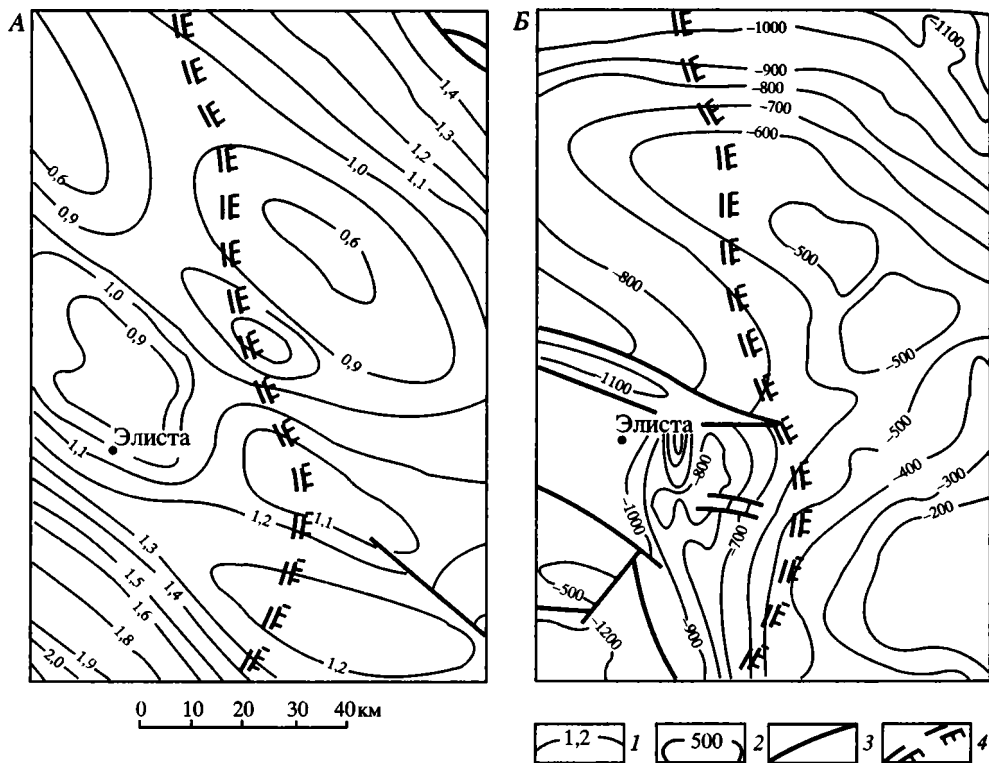


Рис. 49. Характер выраженности Ергенинского уступа в структуре фундамента и чехла платформы [Зарщикова, Копп, 2000]

А – структурная карта кровли палеозойского фундамента; Б – структурная карта подошвы мела; 1 – стратонизогипсы, глубина – в секундах по времени прохождения сейсмических волн; 2 – стратонизогипсы, глубина – в метрах; 3 – разрывы; 4 – Ергенинский уступ

Fig. 49. The Ergeni escarpment as pronounced in the basement and cover of the platform [Зарщикова, Копп, 2000]

А – Structural map of the top of the Paleozoic basement; Б – Structural map of the Cretaceous base; 1–2 – structural contour lines: 1 – depth tabulated in seconds, 2 – depth tabulated in meters; 3 – faults; 4 – Ergeni escarpment

последней, слои мезозоя–палеогена дислоцированы в пределах возвышенности слабо и залегают с пологим наклоном к востоку, что как будто противоречит антитетическому отседанию Приволжского блока к западу. Тем не менее на севере, между Красноармейском и Камышином, появляются и обратные (западные) наклоны слоев, конформные западному падению пологого крыла предполагаемого асимметричного горста. Как отмечалось, именно на севере последний наиболее приподнят и перекошен. В широкой южной части Приволжского блока устойчивых западных падений слоев нет, но зато моноклираль сильно расширяется, сопровождаясь выположенной структурной террасой.

Еще одно важное доказательство реальности существования рассматриваемого асимметричного горста – давно известные [Милановский, 1940; Павлов, 1902; Шатский, 1922 и др.] меридиональные грабены на востоке Приволжской возвышенности: как раз там, где мы предполагаем наибольший подъем восточного плеча горста. В плане грабены образуют кулисный ряд левосдвигового типа, параллельный Приволжскому уступу. Исходя из возраста осадков, сохранившихся в Александровском и Балыклейском грабенах [Горелов, 1957; Шатский,

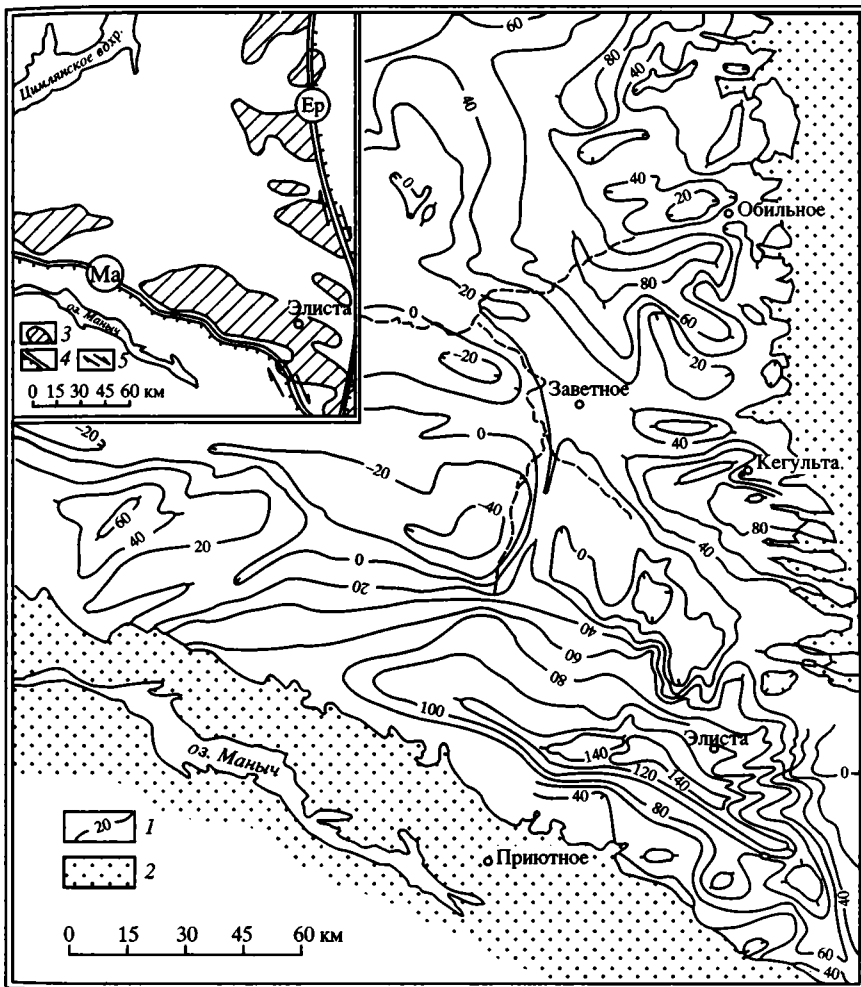


Рис. 50. Гипсометрия подошвы ергенинской свиты (нижний плиоцен) в пределах Кряжа Карпинского и Ергенинского уступа (по А.С. Застрожнову, 1991 г., с небольшими упрощениями; на врезке – структурная интерпретация, сделана автором)

1 – стратозиогипсы; 2 – сплошной покров четвертичных отложений; 3 – локальные поднятия; 4 – главные флексуры (Ер – Ергенинская, Ма – Маньчская); 5 – направление сдвига в горизонтальной плоскости

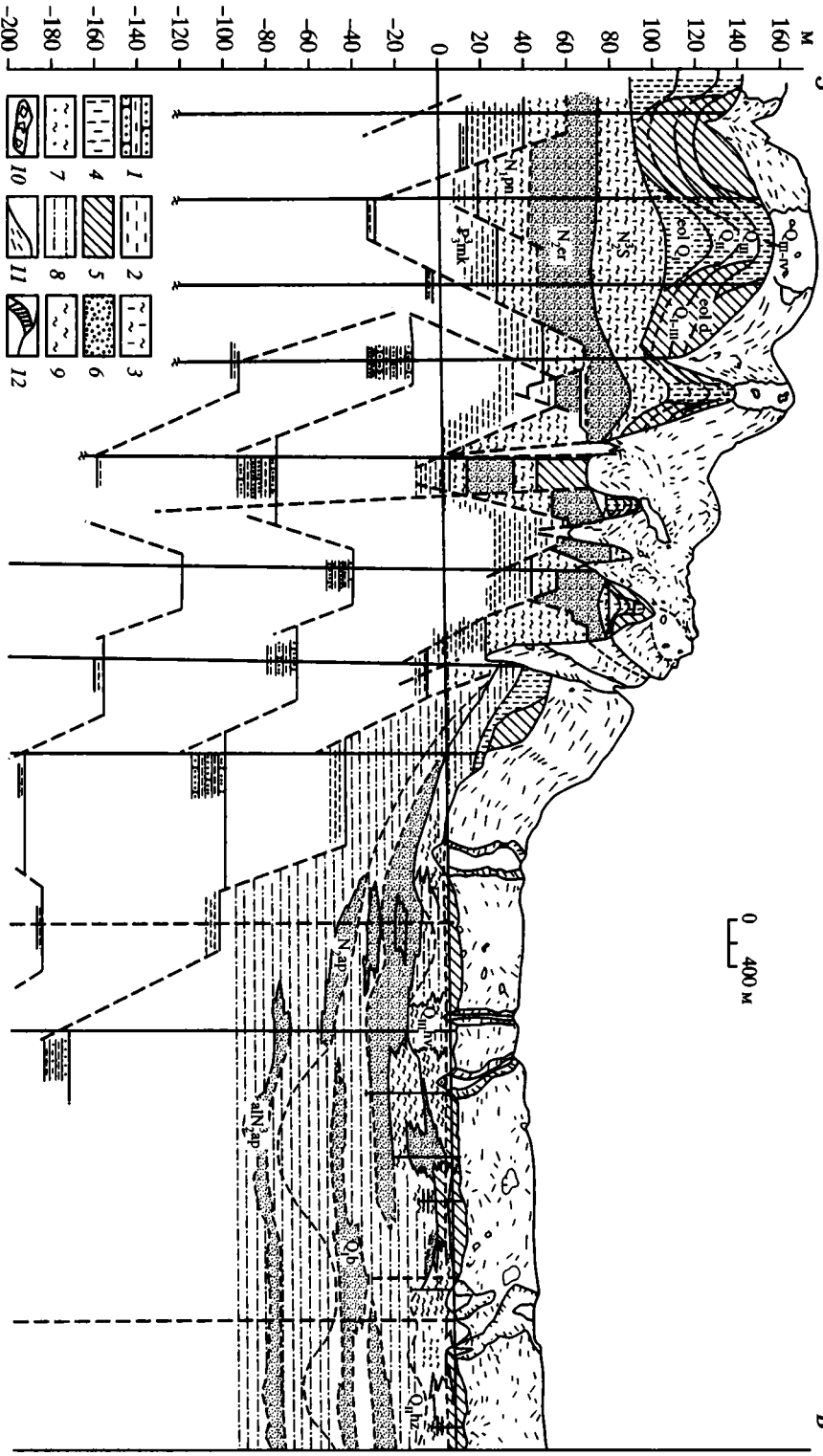
Fig. 50. Structural map of the lowermost Ergeni Formation (Lower Pliocene) of the Karpinsky swell and the Ergeni escarpment (after A.S. Zastrozhnov, 1991, simplified; structural interpretation of the inset map was made by M.L. Kopp)

1 – structural contour lines; 2 – Quaternary cover; 3 – local highs; 4 – main flexures (Er – Ergeni, Ma – Manych); 5 – shear in horizontal plane

1922], основное (до 200 м) проседание произошло между концом эоцена и началом отложения ергенинских песков (предположительно аттическая и роданская тектонические фазы), а дополнительное (70–80 м) – в послеергенинскую эпоху (валахская фаза). Поскольку грабены приурочены к своду предполагаемого наклонного блока (т.е. связаны с ним парагенетически), то указанную датировку (поздний миоцен–квартер) следует распространить и на время его образования. Таков возраст структуры, однако, судя по возрасту наиболее распространенной

3

B



здесь поверхности выравнивания [Горелов, 1957], Волжско-Иловлинский водораздел получил конэрозионное оформление в современном рельефе только после акчагыла, т.е. уже в плейстоцене (валахская фаза). В пользу этого свидетельствует и перестройка эрозионной сети [Рождественский, 1954]: в акчагыле сток по всем поперечным долинам был направлен к востоку, иными словами, Волжско-Иловлинского водораздела еще не существовало. Очевидно, все высказанные соображения о возрасте верны и для сопряженных с Приволжской моноклиналью складок Доно-Медведицкой зоны.

Таким образом, самые разные данные свидетельствуют о том, что Волжско-Иловлинский водораздел в новейшей структуре соответствует асимметричному наклонному блоку (горсту), воздымающемуся с конца миоцена. Между тем обращенные к востоку крупные сбросовые уступы, наличие которых можно было бы ожидать на его крутом восточном борту, пока не закартированы (если не считать малоамплитудных Щербаковского и Оленьего сбросов, а также Сталинградского сброса, некогда установленного бурением уже в Прикаспийской низменности).

Ергенинский уступ, в отличие от Приволжского, проходит внутри Прикаспийской синеклизы, а южнее пересекает насквозь Кряж Карпинского (см. рис. 47, 48). Однако и этот уступ, несмотря на его секущий характер, что свидетельствует о наложенности, приурочен к развивавшемуся в течение юры–палеогена субмеридиональному палеосклону (или, во всяком случае, внутришельфовому эскарпу), отделявшему зону прибрежной терригенной седиментации на западе от области накопления тонких, относительно глубоководных глин очень небольшой мощности на востоке [Мовшович, 1965]. В структуре платформенного фундамента уступу соответствует серия эшелонированных поднятий и впадин, сопровождающаяся обращенной к востоку широкой флексурой с амплитудой до 300 м (рис. 49, А). В структуре же мезозойско-палеогеновых отложений Ергенинский уступ, напротив, совпадает с зоной одновременного общего подъема всех горизонтов к востоку (см. рис. 49, Б). Однако если снять эффект выше-

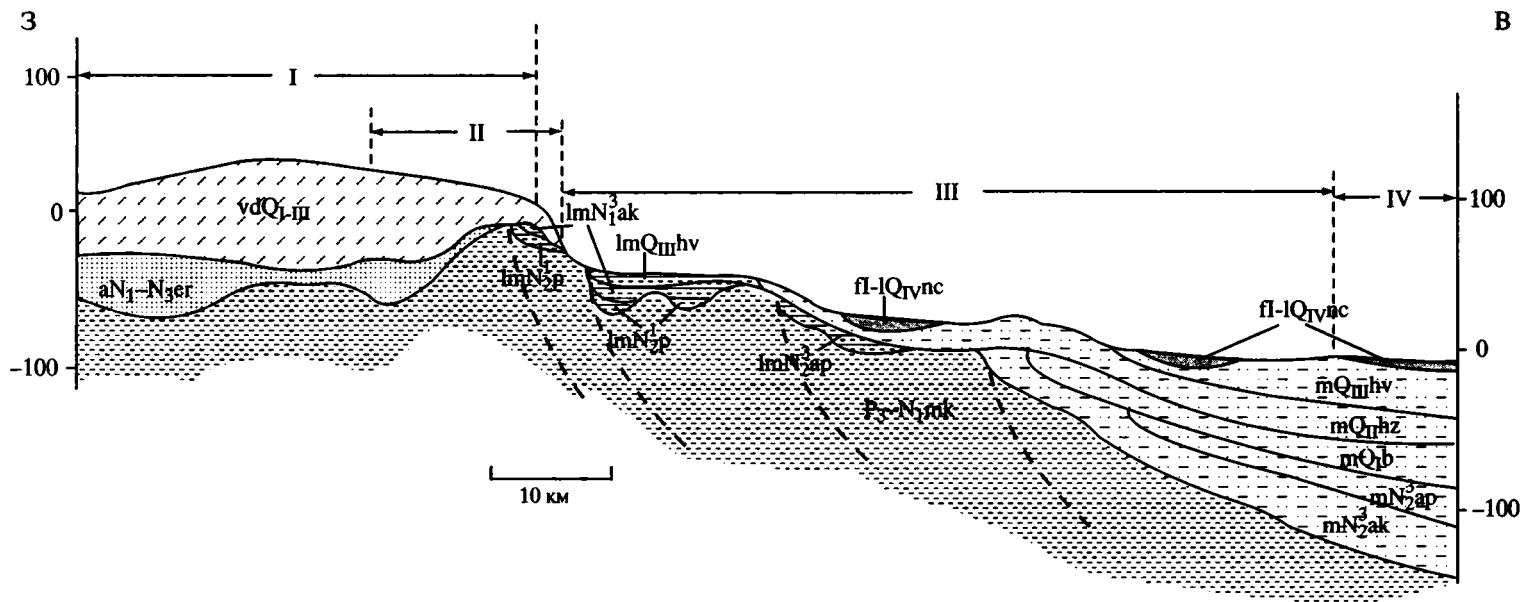


Рис. 51. Геоморфолого-геологическая блок-диаграмма Ергенинского уступа (по В.М. Харченко, 1982 г.), иллюстрирующая сбросовые смещения слоев неогена

Континентальные отложения: N_2er – ергенинская свита (нижний плиоцен), N_2^3s – скифская свита (верхний плиоцен), alN_2^3ar – аллювиальные отложения апшерона (верхний плиоцен), $eol-dQ_{I-III}$ – эоловые и делювиальные отложения плейстоцена нерасчлененные, $eolQ_I$ – эоловые отложения нижнего плейстоцена, Q_{II} – средний плейстоцен, Q_{III-IV} – верхний плейстоцен–голоцен нерасчлененные. Морские отложения: P_3^3mk – майкопская серия (олигоцен), N_{1pn} – понт (верхний миоцен), N_2^3ar – апшерон (верхний плиоцен), Q_{1b} – баку (нижний плейстоцен), Q_{IIhz} – хазар (средний плейстоцен), Q_{IIIhv} – хвалынь (верхний плейстоцен); 1 – песчаники и сланцеватые глины; 2 – сланцеватые глины; 3 – слоистые алевроиты и суглинки; 4 – суглинки и лессы; 5 – делювиальные отложения; 6 – пески; 7 – алевроиты; 8 – известковистые глины и алевроиты; 9 – шоколадные глины; 10 – площадки террас; 11 – склоны; 12 – каньонообразные врезы

Fig. 51. Geomorphic and geological block diagram of the Ergeni scarp [after Харченко, 1982], illustrating fault-bounded displacement of the Neogene beds

Terrestrial deposits: N_2er – Ergeni Formation (Lower Pliocene), N_2^3s – Scythian Formation (Upper Pliocene), alN_2^3ar – Apsheronian (Upper Pliocene) alluvial deposits, $eol-dQ_{I-III}$ – undifferentiated Pleistocene eolian and deluvial deposits, $eolQ_I$ – Lower Pleistocene eolian deposits, Q_{II} – Middle Pleistocene, Q_{III-IV} – undifferentiated Upper Pleistocene–Holocene. Marine deposits: P_3^3mk – Maikop Formation; N_{1pn} – Pontian; N_2^3ar – Apsheronian (Upper Pliocene), Q_{1b} – Bakunian (Lower Pleistocene), Q_{IIhz} – Khazarian (Middle Pleistocene); Q_{IIIhv} – Khvalynian (Upper Pleistocene); 1 – sandstones and shales; 2 – shales; 3 – bedded silts and loams; 4 – loams and loess; 5 – deluvial deposits; 6 – sands; 7 – silts; 8 – calcareous clays and silts; 9 – chocolate clays; 10 – terrace; 11 – slopes; 12 – canyon-like hollows and gullies



указанного конседиментационного утонения слоев в восточном направлении – к центру Прикаспийской синеклизы [Мовшович, 1965], то данная структурная инверсия исчезнет или, во всяком случае, станет менее существенной.

Зато в региональной новейшей структуре Ергенинский уступ проявляется отчетливо – в виде связующего звена между зоной обращенных к Каспию флексур восточного погружения Ставропольского свода (и Кавказа в целом) и системой волжских флексур и сбросов, отделяющих Доно-Медведицкие дислокации от Прикаспийской впадины. В таком аспекте его присутствие здесь представляется вполне обоснованным. Очень убедительно тектоническая природа восточного склона Ергеней видна на составленной недавно структурной карте подошвы плиоценовых отложений (А.С. Застрожных и др., 1993). Уступ на ней выражен в виде флексуры, ограничивающей плиоцен-четвертичные складки юго-восточной части Кряжа Карпинского (рис. 50) и, судя по знаку их кулисности, имеющей правосдвиговую компоненту. Однако единый крупный разрыв со смещением пока не найден геологическими методами, хотя полосы сгущения попутных уступу малоамплитудных сбросов кое-где фиксируются детальными буровыми и геофизическими работами [Харченко, 1982] (рис. 51), так что приходится полагать, что смещение происходит по широкой зоне вязко-пластического скалывания типа простого сдвига.

Рассмотренные особенности структурного положения Ергенинского уступа как будто бы связаны с тем, что он представляет собой разлом глубокого заложения. Весьма показательным его соотнесением с флексурной зоной фундамента: можно, следовательно, считать, что исходная деформация произошла в последнем и распространялась сквозь платформенный чехол к земной поверхности.

Рассматриваемый уступ, как и Приволжский, ограничивает на востоке резко асимметричную, полого спускающуюся к западу возвышенность меридионального простираения (в данном случае Ергенинскую). Наибольшей высоты он достигает на юге, в месте сочленения с субширотной Сальско-Манычской неотектонической грядой, возникшей над южной частью Кряжа Карпинского, и Ставропольской возвышенностью. Как уже указывалось, здесь пережимается долина р. Маныч и отмечаются наибольшие деформации всех горизонтов платформенного чехла в соответствующей части Скифской плиты. Все это позволяет думать, что данный структурный синтаксис связан с давлением со стороны Кавказа [Копп, 1997, 1998]. Подтверждением этому служит трассировка Ергенинского уступа дальше к югу на Восточно-Ставропольскую (Георгиевско-Буденновскую)

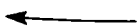


Рис. 52. Принципиальный (обобщенный) геолого-геоморфологический профиль через центральную часть Ергенинского уступа; составлен А.А. Заршиковым [Заршиков, Копп, 2000]

1 – геологические комплексы: 1 – глины майкопской свиты (олигоцен – нижний миоцен), 2 – аллювиальные пески ергенинской свиты (верхний понт(?) – нижний плиоцен), 3 – морские (а) и ингрессионо-морские (б) комплексы акчагыла-квартера, 4 – эолово-делювиальные покровные суглинки плейстоценового возраста, 5 – флювиальные и лимнические комплексы голоценового возраста; 6 – предполагаемые сбросы. Типы рельефа: I – высокая денудационная равнина главного и межбалочных водоразделов; II – интенсивно расчлененный восточный склон Ергеней; III–IV – Прикаспийская аккумулятивная морская низменная равнина: III – Приергенинская пологоступенчатая (нижнехвалынская) равнина, IV – плоская (новокаспийская) равнина

Fig. 52. Schematic geological and geomorphic profile across the central part of the Ergeni escarpment. Compiled by A.A. Zarschikov [Заршиков, Копп, 2000]

1 – shales of the Maikopian Formation (Oligocene–Lower Miocene); 2 – alluvial sands of the Ergeni Formation (Upper Pontian(?)–Lower Pliocene); 3 – marine (a) and ingressive-marine (b) Akchagylian–Quaternary sequences; 4 – Pleistocene deluvium; 5 – fluvial and lacustrine Holocene deposits; 6 – supposed fault. Relief type: I – higher denudation plain of the main watershed; II – intensively dissected eastern slope of the Ergeni Range; III–IV – Peri-Caspian accumulative low plain: III – Cis-Ergeni gently stepped plain of early Khvalynian age, IV – flat plain of Novocaspian age

зону плиоцен-четвертичных сбросов [Белоусов, Энман, 1999; Белоусов и др., 2000], отделяющих Ставропольский свод от Терского прогиба. К северу же, по мере удаления от Кавказа и Кряжа Карпинского, Ергенинская гряда и ее крутой восточный склон заметно снижаются и около Волгограда резко, с кулисным отходом влево замещаются гораздо более высоким Приволжским уступом.

Широкое развитие плиоцен-четвертичных отложений позволяет детально реконструировать историю развития уступа [Зарщиков, Копп, 1999]. Угловое несогласие в основании ергенинской свиты показывает, что первое субмеридиональное поднятие в области одноименной возвышенности возникло еще в конце понта. Однако вначале оно не привело к образованию высокой гряды (возможно, потому что вскрылись рыхлые майкопские глины) и, напротив, именно здесь, как и в среднем миоцене, находилась устьевая часть долины Палеодона [Миоцен..., 1977]. В рельефе Ергенинская возвышенность, как и Приволжская, оформилась только в плейстоцене (валахская фаза). Бронирующие ее уплотненные ергенинские пески образуют сильно асимметричную горст-антиклиналь с очень пологим западным и крутым (до 10–15°) восточным крыльями (А.С. Застрожнов, 1993; В.М. Седайкин, 1976). Таким образом, Ергенинская возвышенность, как и Приволжская, представляет собой антитетически перекошенный в вертикальной плоскости горст с заданным восточным плечом (только здесь, благодаря присутствию отложений плиоцена, это доказывается лучше). Как видно, совпадает и время формирования рассматриваемых структур.

Данные геоморфологии и плиоцен-четвертичной палеогеографии показывают [Зарщиков, Копп, 1999], что к востоку от Ергеней присутствуют еще по крайней мере два погребенных под рыхлым покровом наклонных блока сходного строения, но с меньшими размерами (рис. 52). В прошлом оба они были заметно подняты, и восточный ограничивал на западе ачкагыльский Палеокаспий, а западный – апишеронско-бакинский. Таким образом, в районе Ергеней происходила последовательная деструкция западного борта Прикаспийской синеклизы, сопровождавшаяся проседанием наклонных блоков – ситуация, типичная для обстановки рифтогенеза. Это тем интереснее, что в данном районе, находящемся далеко от крупных речных долин, крутизну западного склона уже нельзя объяснить действием сил Кориолиса, как это традиционно делали для крутого правого берега Волги (который, как известно, в плиоцене–квартере также отступал к западу [Обедиентова, 1975]).

5.2. ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ КОНФИГУРАЦИЯ

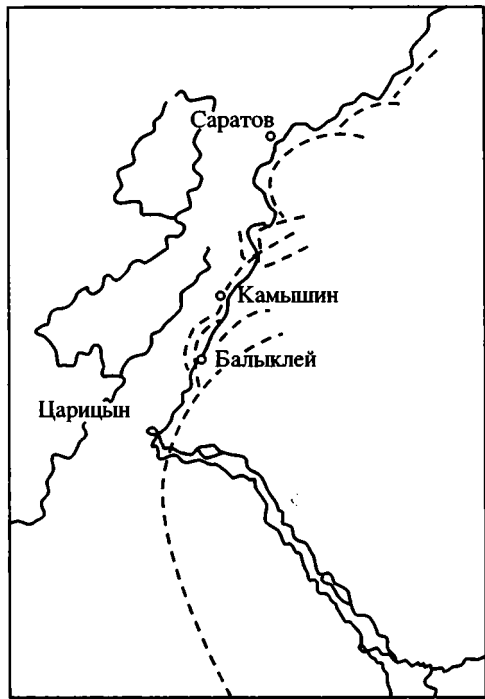
Н.С. Шатский, активный сторонник дизъюнктивной природы рассматриваемого уступа, еще в начале 20-х годов XX в. обратил внимание на правильную дугообразную форму и кулисное сочленение его отдельных отрезков [Шатский, 1922] (рис. 53), что, как известно, характерно для разрывных нарушений. В виде огромной правильной дуги выглядит и весь уступ в целом (если абстрагироваться от деталей его геометрии), и поэтому Н.С. Шатский рассматривал всю западную границу Прикаспийской впадины в качестве многопорядковой системы сбросов, по конфигурации напоминающей рисунок трещин на асфальте.

Проведенное нами дешифрирование обычных топографических и синтезированных с помощью компьютера цифровых карт рельефа полностью подтвердило наблюдение Н.С. Шатского и, кроме того, дополнило его некоторыми существенными деталями. В соответствии с принципами, сформулированными в разделе 3.2, рассмотрим особенности плановой геометрии обеих частей этого линейного элемента.

Рис. 53. Система дугообразных сбросов Нижнего Поволжья [Шатский, 1922, рис. 5]

Fig. 53. System of arc-shaped normal faults in the Lower Volga region [Шатский, 1922, Fig. 5]

Определяющая черта структурно-географического рисунка севера Приволжского уступа – многочисленные циркуобразные излучины нескольких порядков, вогнутые к востоку и всегда сочлененные между собой под резким входящим углом (см. рис. 48, Б, рис. 54). Полемизия с Н.С. Шатским [1922], А.П. Рождественский [1953] связывал образование двух самых крупных из них – с центрами в районах сс. Синенькие и Трубино – не с разрывами, а с размывом рыхлых пород в ядрах антиклиналей. И действительно, обе луки огибают периклинали куполовидных складок с легко размываемыми песками сеномана в ядрах. Тем не менее излучины похожей конфигурации, находящиеся не-



посредственно к северу, в районе Саратова, и в том числе самая крупная с центром в районе с. Елшанка, пересекают породы разного возраста (от позднего мела до квартера) и уже никак не зависят от их вещественного состава. Циркообразная конфигурация берега характерна и для полей плиоцен-четвертичных отложений, широко развитых в этом районе. Добавим, что, по результатам наших замеров, вдоль Трубинской луки (Золотовской, по [Рождественский, 1953]) везде преобладают тектонические трещины, субпараллельные ее ориентировке. Правда, осторожности ради, нужно иметь в виду, что вдольбереговая трещиноватость всегда препарируется несколько лучше из-за благоприятной экспозиции склона, способствующей выветриванию и действию сил гравитации.

Таким образом, повторяющаяся в разных масштабах дугообразность берега Волги на севере Приволжского уступа связана не только с избирательным размывом пород разной прочности. Далее, если учесть крупные размеры излучин (от 3–4 до 40–50 км по периметру), вряд ли можно рассматривать и вариант их экзогенного, оползневоего, происхождения. Следовательно, остается считать, что они связаны либо с малоамплитудными циркуобразными разломами, либо с зонами трещиноватости. Отметим, что в соответствующей части Приволжской возвышенности на топокартах и космических снимках дешифрируются многочисленные кольцевые структуры (характерный пример – верховья долины р. Карамыш), и дуги волжского берега можно считать их фрагментами. Важно подчеркнуть: форму дуг имеют и отрезки берега, сложенные плиоцен-четвертичными образованиями (широко развитыми в районе Саратова), что свидетельствует о молодом возрасте дугообразных разрывов.

Учитывая особенности геометрии сбросов разного кинематического типа (см. рис. 12, 13), циркуобразную форму отрезков Приволжского линеамента в его северной части следует считать результатом горизонтального растяжения (здесь – субширотного) по наклонным или даже пологим листрическим сбросам. Не слу-



Рис. 54. Участок строения правого берега Волги между Камышином и Балыклеем (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР, масштаба 1:200 000)

1 – сплошной четвертичный покров; 2 – плиоцен (ергенинская свита); 3 – палеоген; 4 – сбросы

Fig. 54. Arc-shaped normal faults in the right flank of the Volga valley

1 – continuous Quaternary cover; 2 – Pliocene (Ergeni formation); 3 – Paleogene; 4 – normal faults

чайно, что этот участок берега прилегает к более низкому тектоническому блоку между Доно-Медведицкими и Саратовскими дислокациями (к Золотовской структурной террасе – см. рис. 47). Те и другие возникли при некотором сжатии [Копп, Тверитинова, 2001; Копп и др., 2001; Милановский, 1983], и образующие их складки имеют линейную или, во всяком случае, вытянутую конфигурацию,

тогда как упомянутый блок выражен структурной террасой, осложненной пологими куполами. Доно-Медведицкая зона на севере утыкается в левый сдвиг северо-западного простираения, по которому расположенный севернее Золотовский блок сместился относительно нее к западу. Иными словами, в его тыловой части существовали условия для оптимизации субширотного растяжения.

Южнее, от Камышина до Дубовки, где складки Доно-Медведицкой зоны подходят близко к берегу, последний заметно спрямляется (см. рис. 47, 48). Однако и здесь он состоит из резко сочленяющихся между собой, вогнутых к востоку плавных дуг (см. рис. 54), только гораздо более пологих, чем на севере; при этом чем южнее находится дуга, тем менее она изогнута. Данное обстоятельство свидетельствует о последовательном выкручивании к югу сместителя предполагаемого регионального сброса, которое, возможно, связано с субширотным сжатием напротив Доно-Медведицкой зоны. Поскольку берег в этом интервале везде выработан в породах одинаковой прочности – песчаниках и опоках палеоцена–эоцена, – объяснить возникновение излучин неоднородностями вещественного состава уже невозможно. Севернее Дубовки прямолинейное очертание берега определяется меридиональным Оленьевским сбросом с амплитудой до 40 м. Судя по данным дешифрирования, здесь имеются еще по крайней мере два подобных линеамента (зоны трещиноватости или незакартированные малоамплитудные разрывы), которые расположены кулисно, в соответствии с левым сдвигом, что согласуется с особенностями взаимного расположения неоген-четвертичных грабенов.

Южнее Волгограда Приволжский уступ северо-северо-восточного простираения замещается Ергенинским, имеющим северо-западную ориентировку. Происходит это хотя в целом и плавно, но все же не полностью: в зоне сочленения последний резко отогнут в виде крючка (см. рис. 48, Б) и как будто бы смещен по линии малоамплитудных разрывов (пос. Красноармейск – с. Средняя Ахтуба, по [Горелов, 1957]), параллельной Приволжскому линеamentу. Учитывая, что выразительность Ергенинского уступа к северу ухудшается (снижение активности?), можно предполагать, что его резкое искривление в данном месте связано с левосдвиговым смещением по более мощной Приволжской зоне разрывов.

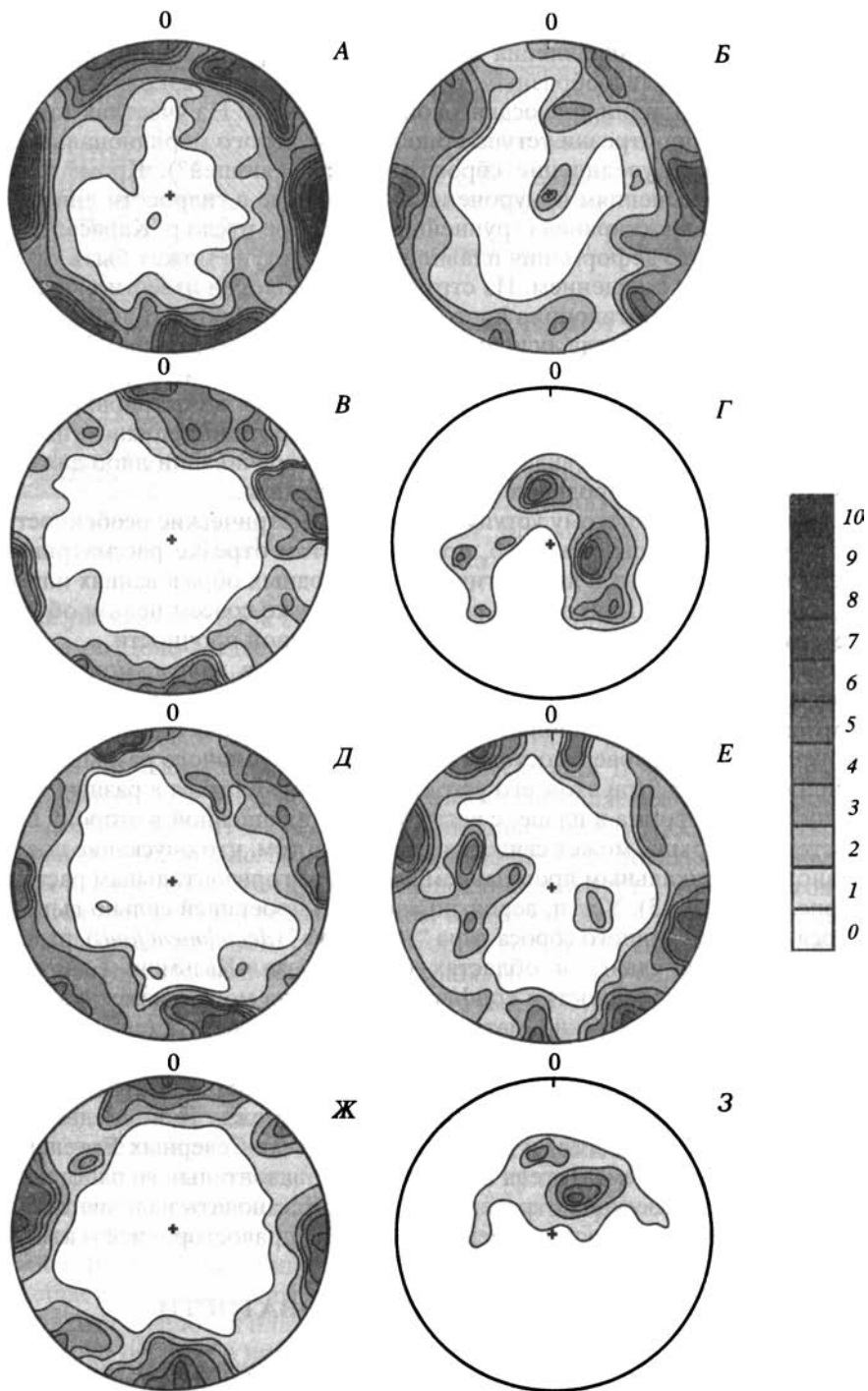
Главный изгиб основной линии Ергенинского уступа от меридионального (север-северо-западного) направления на севере до северо-западного на юге ритмично нарушается кулисообразным перекрытием его отрезков, что, видимо, свидетельствует о наличии правосдвиговой компоненты. На участках такого кулисного расщепления отрезки уступа приобретают строго меридиональное простирание (локальное увеличение сбросовой составляющей?). Кроме того, ко всем кулисным сочленениям приурочены выраженные в гидросети линеаменты северо-восточного простирания (крупнейший – прямое русло р. Карасал), поэтому не исключено, что деформация плавной формы уступа может быть связана и с его левосдвиговым смещением. Из структурной геологии известно, что второстепенные разрывы противоположного знака (антитетические) выбирают места, где снижается амплитуда основного синтетического разрыва [Копп, 1997; Woodcock, Fischer, 1986]. На самом юге, где Ергенинский уступ пересекает Сальско-Манычскую неотектоническую гряду, развившуюся в обстановке субмеридионального сжатия, он уже плавно выгибается в противоположном направлении – к востоку, что может свидетельствовать о выкручивании либо даже некотором запрокидывании породившей его сбросовой зоны.

Как видно, и Ергенинскому уступу присущи геометрические особенности, отмеченные выше для Приволжского, причем на этом отрезке рассматриваемый линеамент везде проходит в литологически однородных образованиях палеогена, перекрывающих глины майкопской серии, и здесь уже совсем нельзя объяснить его геометрию неравномерной денудацией пород разной прочности.

Рассматривая же Приволжско-Ергенинский уступ в целом, можно определенно сказать, что в его плановой конфигурации закономерно и в разных масштабах повторяются черты, типичные для геометрии дизъюнктивных нарушений. Значит, уступ является поверхностным выражением глубинного разрыва или надразрывной флексуры. При этом его устойчиво повторяющаяся в разных масштабах циркуобразная форма в плане, с вогнутостью, обращенной в сторону просевшего восточного крыла, может свидетельствовать о том, что опускание последнего вызвано не вертикальным проседанием коры, а ее горизонтальным растяжением (см. рис. 9, 10, 12, 13). Уступ, вероятно, является проекцией сильно выполаживающегося книзу глубинного сброса типа “зон срыва” (*detachment fault*), развивающихся при простом сдвиге в областях рифтогенеза [Казьмин, Бяков, 1997; Wetmcke, 1985]. По особенностям конфигурации уступа можно наметить и второпорядковые осложнения его кинематики. В частности, предполагается локальное выкручивание сместителя мегасброса рядом с региональными мегаструктурами сжатия: Доно-Медведицкой складчатой зоной и Кряжем Карпинского, а в двух местах – на участке Золотовской структурной террасы (между Доно-Медведицкими и Саратовскими дислокациями) и в районе Волгограда–Северных Ергеней – напротив, выполаживание сместителя и увеличение горизонтального растяжения. И наконец, кулисность соседних отрезков позволяет установить наличие сдвиговой компоненты смещения: левосторонней – на севере и правосторонней – на юге.

5.3. КИНЕМАТИКА ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Методические замечания. В рассматриваемом районе, в отличие от находящихся поблизости Доно-Медведицких дислокаций, не выходят на поверхность массивные верхнепалеозойские известняки, в которых часто встречаются крупные зеркала скольжения, кросс-стилолиты и жилы [Копп, Тверитинова, 2001]. Это, безусловно, ставит некоторые ограничения при сборе мезотектонического материала. Особенно трудна в данном смысле ситуация для Ергенинского усту-



па. Более или менее надежные зеркала скольжения встречаются там только в мергелях понта и известняках-ракушечниках сармата; те и другие присутствуют лишь в единичных точках. Большой же частью трещины приходилось замерять в глинах майкопской серии и уплотненных песках ергенинской свиты, причем эти породы чрезвычайно плохо обнажены. Ввиду практически полного отсутствия штриховок кинематику трещин определяли в этих породах только по косвенным признакам: видимому смещению слоев, наклону сместителя, знаку кулидности, типу подворотов крыльев (син- или антитетическому), присутствию таких характерных структур, как пулл-апараты или дуплексы. Использование вышеперечисленных признаков иногда позволяло сделать правдоподобные кинематические выводы, согласующиеся и с макрогеологическими данными.

Гораздо более благоприятен для мезотектонических наблюдений Приволжский уступ, он имеет почти непрерывную обнаженность, которая обеспечивается подмывом правого берега Волги и присутствием довольно крепких пород: мелоподобных известняков, опок и мергелей сенона, а также нижнепалеогеновых карбонатных песчаников. В этих породах сохранность зеркал скольжения хуже, чем в верхнепалеозойских известняках и, кроме того, они практически не содержат стилолитов, однако при внимательном наблюдении в них можно найти тонкие штриховки, особенно заметные на ожелезненных поверхностях. Из-за фрагментарности подобных образований (размеры зеркал редко превышают 10 см) их обязательно проверяли на устойчивость нахождения. Если однонаправленные штрихи скольжения встречались на нескольких участках в пределах одной либо на соседних субпараллельных плоскостях трещин, то их считали неслучайными. При этом замерялись и одиночные зеркала, но только при условии их очень хорошей выраженности. На некоторых станциях наблюдения (например, около Горного Балыклея и к северу от Камышина) однонаправленные штрихи скольжения отмечены в породах как палеогенового, так и четвертичного (хвалынского) возраста, что свидетельствует не только о тектонической природе и закономерном характере поля деформаций, но и о его молодости. Кроме штрихов скольжения и трещин отрыва, для определения кинематики трещин использовались, как и в районе Ергенинского уступа, особенности связанного с ними структурного рисунка.

Общая характеристика трещиноватости. В целом в зоне Приволжско-Ергенинского уступа преобладают субпараллельные ему либо косо ориентированные мезоструктуры (см. рис. 55, А), тогда как поперечные встречаются гораздо реже. Это может быть признаком дизъюнктивной природы уступа, хотя не исключено, что в какой-то мере связано и с лучшей препарировкой продольных к склону поверхностей (под воздействием экзогенных факторов). Тем не менее все замеренные нами трещины такого рода по происхождению чисто тектони-

←
Рис. 55. Суммарные стереограммы плотности трещиноватости для Приволжско-Ергенинского уступа [Копп и др., 1999б]. Шкала показывает число полюсов на единицу площади палетки

А – все замеренные мезоструктуры; Б–З – кинематические типы трещин: Б – отрывы и жилы, В – крутые и субвертикальные сбросы, Г – наклонные сбросы (угол падения меньше 60°), Д – правые сдвиги и сбросо-сдвиги, Е – левые сдвиги и сбросо-сдвиги, Ж – крутые (более 70°) взбросы, З – надвиги и пологие (меньше 70°) взбросы

Fig. 55. Stereograms of mesofracture spacings; scale shows a quantity of poles per unit of area of the plot [Копп и др., 1999б]

А – All mesotectonic fractures; Б–З – Kinematic type of mesotectonic fractures including: Б – Veins and ruptures, В – Steep normal faults, Г – Gentle normal faults dipped less than 70°, Д – Dextral strike-slip faults and the same, with normal component, Е – Sinistral strike-slip faults and the same, with normal component, Ж – Steep reverse faults dipped more than 70°, З – Thrusts and reverse faults dipped less than 70°

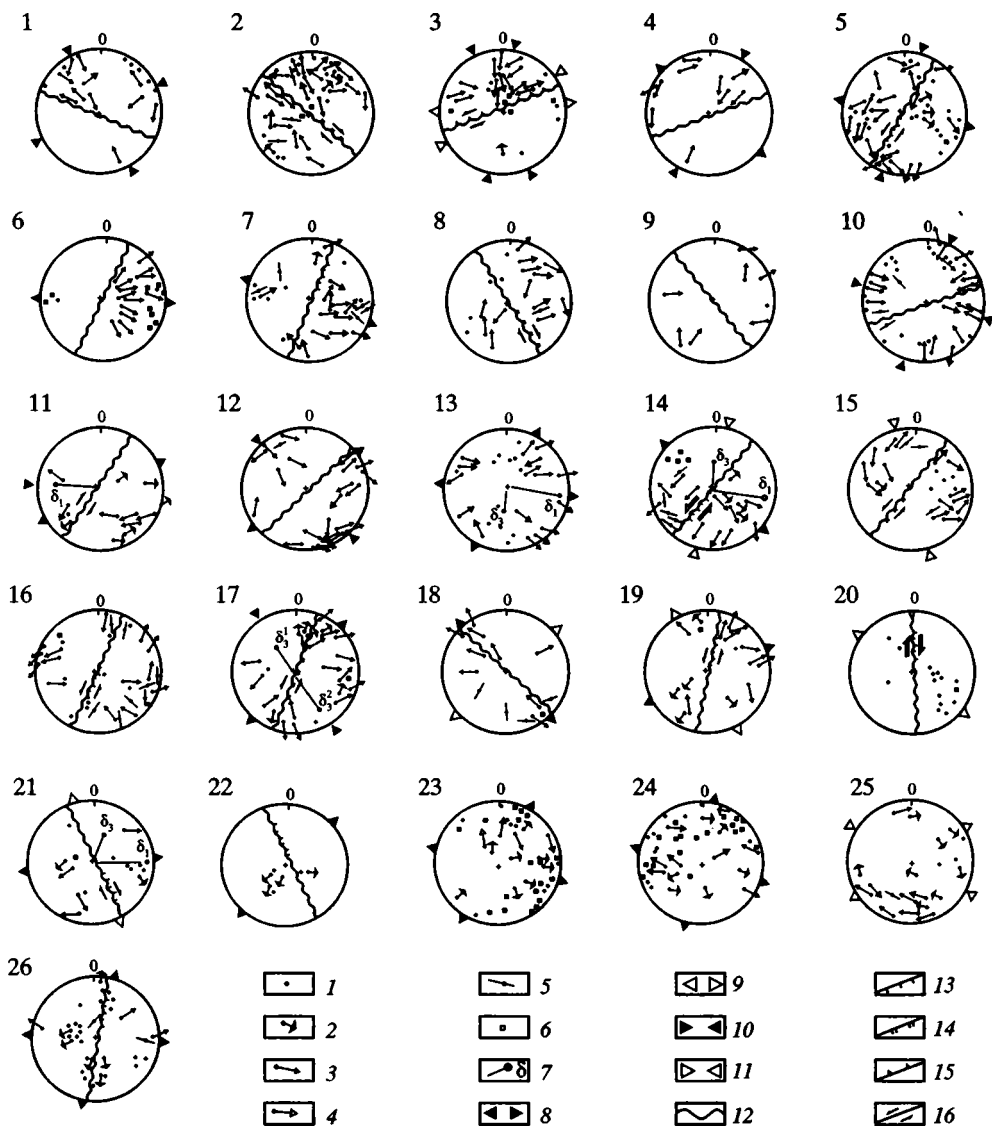


Рис. 56. Стереограммы трещиноватости для станций наблюдения в пределах Приволжско-Ергенинского уступа [Копи и др., 1999б], номера соответствуют станциям, местонахождение которых показано на рис. 48, Б

1 – полюсы трещин без борозд скольжения; 2 – то же, с некоторыми знаками смещения (смещение прослоев, поворот слоистости около следа малоамплитудного разлома, тип кулисности и т.д.); 3–5 – полюсы трещин, сопровождаемых бороздами скольжения: 3 – с очевидным направлением смещения, 4 – с предполагаемым направлением смещения, 5 – с неясным знаком смещения; 6 – полюсы жил; 7 – проекции осей максимального сжатия (σ_2) и растяжения (σ_1); 8 – направление преобладающего растяжения; 9 – то же, 2-го порядка или предполагаемое; 10 – направление преобладающего сжатия, 11 – то же, 2-го порядка или предполагаемое; 12 – ориентировка Приволжско-Ергенинского уступа в данной точке наблюдения; 13–16 – кинематика преобладающего смещения в зоне Приволжско-Ергенинского уступа, установленная по данным мезотектонических наблюдений: 13 – наклонный сброс, 14 – субвертикальный сброс (взрез), 15 – взброс, 16 – сдвиг

ческие, о чем свидетельствуют минерализация на плоскостях и присутствие жил кальцита и гипса. Чисто гравитационные трещины бортового отпора легко отличить от тектонических по свежему виду и незаполненности трещин отрыва, выраженных зияющими пустотами.

В количественном отношении преобладают сбросовые и раздвиговые мезоструктуры, а на втором месте – сдвиги. Таким образом, новейшая деформация района протекала в обстановках растяжения и транстензии. Основное удлинение, установленное по сбросам и отрывам, было направлено субширотно (рис. 55, Б–Г), хотя присутствует и перпендикулярное ему меридиональное удлинение. Большинство сбросов наклонено к востоку – в соответствии с экспозицией Приволжско-Ергенинского уступа. Значительный разброс ориентировок сдвигов разного знака (рис. 55, Д, Е) свидетельствует о вращении блоков вокруг вертикальной оси. Среди левых сдвигов (рис. 55, Е) доминируют ориентированные в северо-восточных румбах (с двумя максимумами – в север-северо-восточном и восток-северо-восточном направлениях); следовательно, направления максимального укорочения и удлинения должны занимать соответственно субмеридиональное (0–30°) и субширотное (90–120°) положения. Субширотное удлинение по левым сдвигам примерно соответствует направлению удлинения, установленному по сбросам и особенно отрывам. Правые сдвиги, однако, чаще показывают противоположное – субмеридиональное – направление максимального удлинения при субширотном укорочении (с второстепенным максимумом, фиксирующим те же, что и для левых сдвигов, направления укорочения и удлинения). Редкие взбросы и надвиги (рис. 55, Ж, З) образовались при таком же, что и для левых сдвигов, субмеридиональном (350–30°) укорочении; их плоскости наклонены к северу (надвигание к югу или пододвигание к северу).

Таким образом, трещиноватость формировалась при горизонтальном стрессе, который результировал в преобладающем субширотном удлинении (очевидно, оно было ведущим) и субмеридиональном, а также вертикальном укорочении. Однако это главное поле деформаций было осложнено второстепенными, среди которых прежде всего обращает на себя внимание субмеридиональное удлинение – субширотное укорочение. Кроме того, помимо перемещений и деформаций в горизонтальной плоскости, происходили и субвертикальные движения, засвидетельствованные вполне обычными для платформ и широко развитыми здесь крутыми сколами (взрезами – см. рис. 55, Ж). Преобладают опять-таки параллельные либо перпендикулярные Приволжско-Ергенинскому уступу субвертикальные сколы.

Станции наблюдения. Набор конкретных кинематических парагенезов трещиноватости зависит от ориентировки рассматриваемого линеамента в данном месте. Для Приволжского уступа нами проведен следующий эксперимент: изучалась трещиноватость вдоль всей Трубинской (Золотовской) дуги, где простираение берега меняется от почти широтного (восток-северо-восточного) на севе-



Fig. 56. Stereograms of fracturing (locations of observation sites see in Fig. 48, Б) [Копп и др., 1999б]

1 – poles of fractures without slickenstriae; 2 – the same, with minor sign of a kinematics (offset of interbeds, fault-related rotation of bedding, en echelon arrangement of ministructures); 3–5 – poles of slickensides and slip vectors for the upper hemisphere: 3 – with clear slickensteps indicating a kinematic type, 4 – the same supposed, 5 – without clear slickensteps; 6 – poles of veins; 7 – poles and projections of maximal shortening (σ_3) and maximal lengthening (σ_1) axes; 8 – orientation of predominant lengthening; 9 – the same, of the 2nd order lengthening, 10 – orientation of predominant shortening, 11 – the same, of the 2nd order shortening; 12 – orientation of the Privolzhsko-Ergeninky escarpment in the site of observation; 13–16 – kinematics of the Privolzhsko-Ergeninsky escarpment in the site of observation inferred from mesotectonic data: 13 – normal faults, 14 – subvertical normal fault or reverse fault, 15 – inclined reverse fault or thrust, 16 – strike-slip fault

ре до меридионального и затем северо-западного в центре и на юге соответственно (рис. 56). На всем протяжении излучины лучше всего развита субпараллельная ей тектоническая трещиноватость. Это означает, что в каждой конкретной точке можно определить кинематику условного разлома, который ориентирован вдоль берега. В результате выяснилось, что на меридиональном отрезке дуги (с. Ниж. Банновка) мезоструктура берега определяется сильно наклоненными к востоку, выполаживающимися книзу листрическими сбросами. При переходе к диагональным отрезкам вдольбереговые трещины выкручиваются, и сбросовое смещение сочетается со сдвиговым: левосторонним на севере (где Волга имеет юго-западное направление) и правосторонним на юге (юго-восточное направление Волги), а около субширотного отрезка в районе с. Золотое видны даже признаки меридионального сжатия, выраженные появлением субширотных взбросов и надвигов, а также пологих отрывов. Наконец, при переходе к находящейся севернее дугообразной излучине с центром около с. Синенькие, где берег вновь приобретает северо-западное простирание, в его мезоструктуре опять возрастает доля вдольбереговых правых сдвигов. Далее к северу (в основной части Синеньской луки) мезотектонические наблюдения невозможны из-за оползней, развитых по глинам альба.

Таким образом, имеется устойчивая зависимость кинематики мезоразрывов, составляющих зону рассматриваемого линеамента, от его простирания, что в свою очередь свидетельствует о единстве создавшей всю эту систему деформационной обстановки. Последняя характеризовалась субширотным направлением оси максимального удлинения и субмеридиональным – оси максимального укорочения или минимального удлинения (для сдвигов и взбросов), а также средней оси эллипсоида (для сбросов).

Южнее, в сторону Камышина и Горного Балыкля, где берег Волги выпрямляется и приобретает устойчивое северо-восточное простирание, поле деформаций несколько усложняется. Как и прежде, здесь наиболее четко выражены мезоструктуры, параллельные зоне регионального уступа, однако они уже редко представлены пологими сбросами и обычно субвертикальны, а иногда даже слегка наклонены к западу (иными словами, берег нависает над Волгой), т.е. это типичные взрезы или даже взбросы, но, что чрезвычайно важно, здесь они почти везде осложнены левосдвиговой компонентой (наклон штриховки составляет от 70 до 40°). Настоящие же сбросы часто перпендикулярны берегу, фиксируя тем самым субмеридиональное (север-северо-восточное–юг-юго-западное) удлинение. Следовательно, на данном отрезке Приволжский уступ оказывается левым взбросо-сдвигом, поперек сместителя которого присутствует некоторое сжатие. Уменьшение субширотного растяжения на данном участке естественно связывать с близостью самой восточной – Умётовско-Чухонастовской – антиклинальной цепи, принадлежащей зоне Доно-Медведицких дислокаций. В районе Трубинской луки последняя сильно отступает к западу, что способствует гораздо лучшей выраженности субширотного растяжения.

На участке сочленения с Оленьевским сбросом (с. Дубовка), где Приволжский уступ кулисообразно расщепляется и локально принимает меридиональное простирание, левосдвиговая компонента уже не наблюдается, зато появляется слабая правосдвиговая; главное же смещение направлено по падению сместителя, имеющего здесь субвертикальный наклон.

Ергенинский уступ на всем протяжении выражен субпараллельными ему, заметно наклоненными, часто с признаками выполаживания книзу трещинами, для которых с различной степенью достоверности обоснован сбросовый тип смещения. Точки, где сделаны наиболее корректные наблюдения: Чолон-Хо-

мурский карьер сарматских известняков-ракушечников, где попадаются зеркала скольжения, и карьер уплотненных ергенинских песков около с. Кегульта, в котором видны малоамплитудные разрывы-сбросы, смещающие границы слоев. Сбросы везде представлены двумя системами (сопряженные сколы Риделя?) – с падением к востоку и западу; первые, попутные экспозиции уступа, несколько преобладают. В самой северной точке (бал. Бол. Тингута), помимо меридиональных сбросов, присутствуют многочисленные субвертикальные трещины северо-восточного простирания, ориентированные вдоль находящегося недалеко Приволжского уступа. Более подробные сведения о мезотектонике Ергеней, включая Кряж Карпинского, приводятся в работах [Копп, 2000; Заршиков, Копп, 2000].

Резюме. Можно сказать в целом, что мезотектонические наблюдения свидетельствуют о концентрации в зоне Приволжско-Ергенинского уступа параллельного ему сбросовых трещин, отражающих обстановку субширотного растяжения во время его возникновения. На севере, где ориентировка уступа северо-восточная, вдоль него отмечается сбросо-левосдвиговое смещение. Твердые аналогичные данные о сдвиге для Ергенинского уступа (где по макротектоническим признакам можно предполагать правосдвиговую компоненту) отсутствуют – может быть, из-за очень плохих условий для кинематического изучения трещиноватости. Для северной, приволжской, части рассматриваемого линеймента надежно доказана тонкая и при этом устойчивая зависимость кинематики мезоразрывов от его простирания, что свидетельствует о единстве создавшей всю эту систему деформационной обстановки. Кроме того, отмечены локальное снижение субширотного растяжения (сопровождающееся выкручиванием сместителей мезотектонических сбросов) напротив Доно-Медведицкой складчатой зоны и его увеличение на том участке, где последняя отступает от Приволжского уступа.

5.4. ПРИРОДА УСТУПА И СОСЕДНЕГО ЗАПАДНО-ПРИКАСПИЙСКОГО НОВЕЙШЕГО ПРОГИБА

Материал, приведенный в этой главе, подтверждает развивающееся с трудов А.П. Павлова [1896, 1901], А.Д. Архангельского [1912], Н.С. Шатского [1922] и Е.В. Милановского [1940] представление о том, что Прикаспийская впадина на западе ограничена зоной сбросовых уступов – с тем, однако, существенным дополнением, что их происхождение следует связывать не с вертикальным проседанием впадины, как полагали вышеназванные исследователи, а с горизонтальным растяжением (ориентированным субширотно). Кроме того, все имеющиеся данные, включая результаты наших наблюдений, не позволяют считать эти уступы прямым отражением узких открытых разрывов значительной амплитуды. Гораздо вероятнее, что они соответствуют широким зонам вязко-пластической деформации типа флексур и зон сгущения трещин и малоамплитудных разрывов. Возможно, неровности такого рода развиваются при облекании платформенным чехлом более резких разрывов фундамента, однако не исключено, что и на уровне последнего в условиях высоких давления и температуры деформация носит такой же вязко-пластический характер. С другой стороны, учитывая очень молодой (позднемиоцен-четвертичный) возраст рассмотренных структур, может быть, их следует классифицировать в качестве формирующихся разрывов. Все подобные вопросы требуют дополнительного исследования.

Серьезным доказательством того, что Приволжско-Ергенинский уступ образовался именно при широтном растяжении, служит проявляющаяся в самых разных масштабах тонкая реакция кинематики разрывов, входящих в зону рассматриваемого линеамента, на малейшие изменения их ориентировки. Например, даже при небольшом отклонении от строго меридионального простирания сбросовое смещение дополняется сдвиговым: лево- или правосторонним (при отклонении линии разрыва к северо-востоку или северо-западу соответственно). Подчиняется этому правилу и строение уступа в целом: на севере, где он ориентирован в север-северо-восточном направлении, сброс осложнен левым сдвигом, а на юге (север-северо-западное простирание) – правым. Еще дальше к югу Ергенинский уступ плавно сочленяется с зоной новейших правых сдвигов Кряжа Карпинского.

Широтное направление растяжения согласуется с альпийскими стрессами, генерируемыми коллизийными процессами в соседнем сегменте Альпийского пояса. В этом отношении весьма интересна природа Западно-Прикаспийского новейшего прогиба (известного также под названиями Сталинградского, Волгоградского и Заволжского), находящегося к востоку от Приволжско-Ергенинского уступа. Этот выполненный плиоцен-четвертичными осадками (мощность до 400–600 м) узкий меридиональный трог занимает только самую западную часть палеозойской Прикаспийской синеклизы (рис. 57), находящуюся около Приволжско-Ергенинского уступа. Многие исследователи считают бесспорным его тектоническое происхождение [Милановский, 1983; Обедиентова, 1966; Панов, 1965; Шатский, 1948; и мн. др.], однако в последние годы появилась основанная на результатах интерпретации сейсмических разрезов точка зрения, согласно которой вместо настоящего тектонического трога здесь на самом деле присутствует чисто эрозионный врез, заполненный плиоцен-четвертичным аллювием палеодолины Волги [Леонов и др., 1998; Ю.А. Вожж, устное сообщение]. Соответственно, очевидно, имеется в виду, что последняя не контролируется какой-либо заметной макроструктурой. Но имеются и противоположные высказывания, также базирующиеся на сейсмостратиграфических данных, о том, что долина Палеоволги, равно как и продолжающая ее к югу Среднекаспийская депрессия рельефа приурочены к полосе новейшего тектонического погружения (Голубов и др., 1998; А.Е. Шлезингер, устное сообщение). Поскольку обе взаимоисключающие точки зрения основаны на интерпретации, по существу, одних и тех же сейсмических разрезов, приходится признать, что одних данных сейсморазведки недостаточно для однозначного разрешения этой проблемы.

В связи с этим важно еще раз подчеркнуть одновозрастность, параллелизм и близкое соседство Западно-Прикаспийского прогиба и Приволжско-Ергенинской гряды, причем прогиб обладает наибольшей глубиной и шириной в месте кульминации последней, на отрезке Астрахань–Камышин. Указанное обстоятельство (на которое в свое время обратил внимание еще Н.С. Шатский [1948]) позволяет уверенно считать данные морфоструктуры сопряженной парой: асимметричный горст (наклонный блок) и погружающийся к нему полуграбен, которые разделены антитетическим мегасбросом. Структуры такого рода распространены в рифтовых областях не реже, а может быть, и гораздо чаще, чем классические симметричные грабены: во всяком случае, именно такой облик имеют новейшие рифты на западе Северной Америки (Провинция Бассейнов и Хребтов), в Восточной Африке, а также Рейнский и в какой-то степени Байкальский грабены [Казьмин, Бяков, 1997; Rosendahl, 1987; Wernicke, 1985].

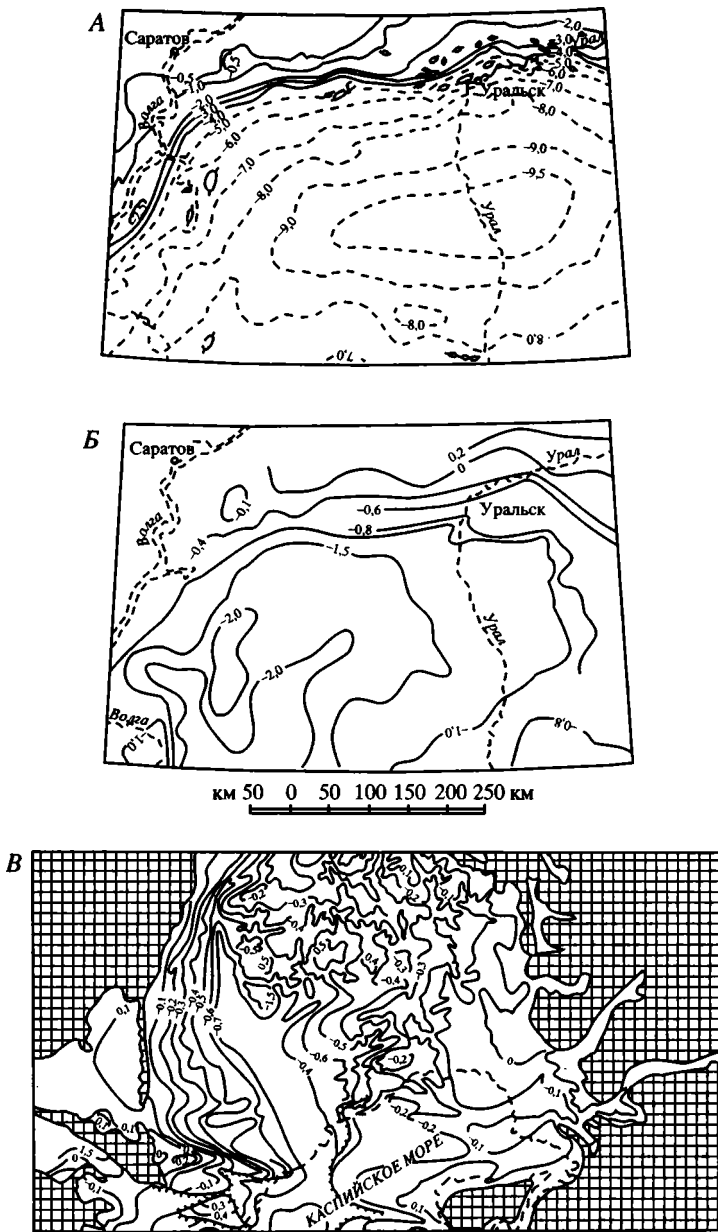


Рис. 57. Структурные схемы Прикаспийской впадины

А-Б – по подошвам солевого комплекса (А) и меловых отложений (Б); составлены Л.Ф. Волчегурским, Н.П. Саркисовой, О.С. Турковым и Л.В. Шутковой (Объяснительная записка к листу М-(38), 39 Геологической карты СССР, масштаб 1:1 000 000); В – по подошве плиоцена [Леонов и др., 1998]

Сплошные линии – стратеоизогипсы уверенные, штриховые – предполагаемые

Fig. 57. Schematic structural maps of the Peri-Caspian syncline

А – base of Kungurian evaporites, Б – Cretaceous base, В – Pliocene base (А-Б – after [Volchegursky et al., 1988]; В – after [Леонов и др., 1998])

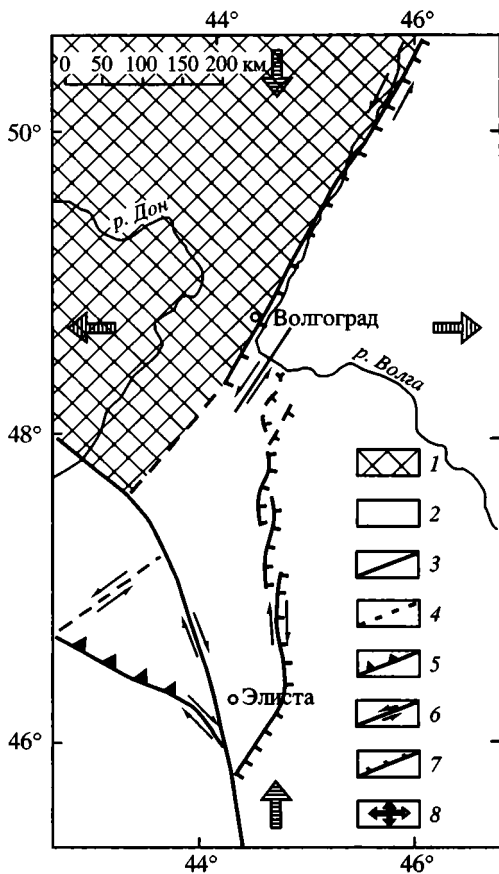


Рис. 58. Приволжско-Ергенинский уступ: влияние неоднородностей геологической среды на приоритетное развитие сдвигов того или иного знака, образовавшихся в едином поле напряжений

1 – Воронежский массив Восточно-Европейского кратона; 2 – Прикаспийская синеклиза и другие области палеозойско-мезозойской активности; 3 – главные новейшие разломы; 4 – второстепенные и предполагаемые новейшие разломы; 5 – взбросы и надвиги; 6 – сдвиги; 7 – сбросы; 8 – направления регионального сжатия и растяжения на новейшем этапе

Fig. 58. Influence of heterogenetic geological setting on occurrence of dextral or sinistral strike-slip faults when both conjugated sets of strike-slips are possible

1 – Voronezh anticline; 2 – Peri-Caspian syncline; 3 – main recent faults; 4 – recent faults of the 2nd order and supposed faults; 5 – reverse faults and thrusts; 6 – strike-slip faults; 7 – normal faults; 8 – orientation of recent compression and extension

Резкая горизонтальная асимметрия структур Западно-Прикаспийского прогиба, которая может быть признаком глубинного горизонтального растяжения по принципу простого сдвига, подтверждается и на более детальном уровне. Здесь обращает на себя внимание единообразный перекося в поперечном сечении субмеридиональных валов, изображаемых на

структурных картах чехла и кровли фундамента [Аксенов и др., 1969; Бражников, Михалькова, 1987; О.Г. Бражников и др., 1990 г.; Г.А. Бражников и др., 1965]: все они обладают крутыми восточными и пологими западными склонами, копируя в этом смысле Приволжско-Ергенинскую гряду. Кроме того, признаки листрической тектоники хорошо читаются на многочисленных сейсмических разрезах, проанализированных Ю.А. Воложем с коллегами [Волож и др., 1997] (правда, эти авторы увязывают ее не с тектоническим растяжением, а с галокинезом); заметим, что знак асимметрии блоков остается тем же. Об этом же свидетельствуют и приведенные выше данные геоморфологии и плиоцен-четвертичной геологии, показывающие, что к востоку от Ергенинского уступа под рыхлым покровом должны присутствовать еще один-два наклонных блока с крутыми восточными крыльями, которые выражены в тонких особенностях рельефа и контролировали распространение плиоцен-четвертичных трансгрессий (см. рис. 52) [Зарщикова, Копп, 2000].

Такая устойчивая (от кровли фундамента до земной поверхности) повторяемость знака асимметрии структур и морфоструктур в вертикальном разрезе может указывать на глубинный характер новейшей деформации. Поэтому логично предположить, что горизонтальное растяжение генерировалось в жестком платформенном фундаменте, способном выступать в качестве передатчика давления на большое расстояние от Альпийского пояса и Аравийской плиты, и затем через платформенный чехол передавалось к поверхности.

Сказанное позволяет допустить возможность того, что Западно-Прикаспийский меридиональный прогиб представляет собой недоразвившийся асимметричный рифт или надрифтовую впадину. Говорить же в данном случае о настоящем новейшем рифте из-за отсутствия резко выраженных на поверхности крупноамплитудных сбросов, а также позднекайнозойских вулканитов все-таки преждевременно.

Если справедливо высказанное выше предположение о том, что горизонтальное растяжение в Западном Прикаспии происходит посредством механизма простого сдвига (оно основано пока только на единообразной асимметрии блоков), то тогда при анализе кинематики растяжения на рассматриваемом участке можно использовать модель Б. Вернике [Wernicke, 1985]. В таком аспекте дугообразная сбросовая мегатрещина Приволжско-Ергенинского уступа может оказаться проекцией зоны отрыва всего Прикаспийского блока, фундамент которого смещался к востоку по субгоризонтальной поверхности срыва (детачменту). В следующих разделах мы попытаемся привести и другие аргументы в пользу горизонтального растяжения запада Прикаспийской впадины.

Представление об образовании Приволжского-Ергенинского уступа и Западно-Прикаспийского трога в обстановке субширотного растяжения восходит к взглядам А.В. Лукьянова [1991] и особенно Л.М. Расцветаева [1973], согласно которым меридиональный Каспийский бассейн представляет собой глубинный раздвиг, вписывающийся в альпийское поле напряжений (меридиональное сжатие – широтное растяжение). В работах автора [Копп, 1997, 1998, 1999а; Корр et al., 1997] была сделана попытка объяснить субширотное растяжение в Западно-Прикаспийском плиоцен-четвертичном прогибе его расположением на периферии области давления Аравийской плиты. В данном смысле прогиб является отдаленным аналогом Рейнского и Байкальского рифтов.

Специального объяснения требуют признаки некоторой структурной обособленности Приволжского и Ергенинского сегментов рассматриваемого уступа: снижение последнего по направлению к первому и его возможная сдвиговая деформация (рис. 58). Возникает впечатление, что активность Ергенинского уступа к северу как бы иссякает, и он резко замещается более мощным Приволжским. По нашему мнению, причину этого следует искать в анизотропии геологической среды, создающей неодинаковые возможности для движения блоков, подталкиваемых Аравийской плитой к северу. Особую роль здесь играет ориентированная в северо-восточном направлении древняя западная граница Прикаспийской синеклизы, отделяющая ее от более жесткого Воронежского массива. Она должна служить препятствием для перемещающихся к северо-западу блоков, ограниченных правыми сдвигами, но зато не мешает, а, напротив, даже существенно облегчает скольжение вдоль нее блоков по субпараллельным ей левым сдвигам. По данной причине обладающий правосдвиговой компонентой Ергенинский уступ упирается в эту границу и затухает. Блок же, ограниченный на западе Приволжским уступом, мог свободно двигаться к северу, что дополнительно усиливало позднемиоцен-четвертичное растяжение запада Прикаспийской впадины. Соответственно главная “инициатива” в этой точке сочленения перешла к Приволжскому уступу, выраженность которого к северу только нарастает, а отмирающий Ергенинский уступ был подвернут в зоне более активного левого сдвига.

5.5. ВЫВОДЫ

Происхождение Приволжского-Ергенинского уступа рельефа часто связывают с действием экзогенных процессов: боковой эрозией Волги (на Приволжском отрезке) и абразией плиоцен-четвертичного Палеокаспия (на Ергенинском отрезке). Усомниться в этом заставляет само расположение Приволжского и Ергенинского отрезков уступа, которые строго продолжают друг друга (несмотря на то, что их генезис связывают с экзогенными процессами разного типа), а также морфология Приволжской и Ергенинской возвышенностей, напоминающая таковую наклонных блоков в областях горизонтального растяжения. По последним данным плиоцен-четвертичной геологии, основанным на интерпретации детальных буровых и геофизических материалов, Приволжско-Ергенинский уступ связан с широко рассредоточенной в пространстве новейшей флексурно-сбросовой зоной амплитудой до 300 м. О дизъюнктивной природе этой зоны и о том, что она имеет горизонтальную компоненту перемещения, свидетельствуют также специфические особенности ее плановой конфигурации: кулисные внутреннегo строения, дуго- и циркообразная форма отдельных звеньев (признак пологого сброса). Массовые замеры зеркал скольжения, жил и других мезоструктур в породах мела-кайнозоя показали закономерную зависимость кинематики трещин от простиранья уступа в каждом конкретном месте. Это указывает на единство деформационной обстановки, которая в данном случае характеризовалась субширотным направлением оси максимального удлинения и субмеридиональным – оси максимального укорочения.

Таким образом, Приволжско-Ергенинский уступ образовался в альпийском поле напряжений, и его следует считать одним из наиболее северных отголосков давления Аравийской плиты. Одновозрастность, близкое соседство и параллелизм Приволжско-Ергенинской гряды и Западно-Прикаспийского плиоцен-четвертичного прогиба позволяют считать указанные морфоструктуры сопряженной парой: асимметричный горст (наклонный блок) и погружающийся к нему полуграбен, разделенные антитетическим мегасбросом. Резкая горизонтальная асимметрия этих структур может быть признаком глубинного горизонтального растяжения по принципу простого сдвига. Растяжение генерировалось в жестком платформенном фундаменте, способном выступать в качестве передатчика давления от Альпийского пояса и Аравийской плиты, и затем через платформенный чехол распространялось к поверхности.

Западно-Прикаспийский прогиб находится на севере области динамического влияния Аравийского индентора и в этом смысле является отдаленным аналогом Байкальского и Рейнского грабенов, занимающих сходную структурную позицию в областях влияния Индии и Апулии. Очевидно, он представляет собой недоразвившийся асимметричный рифт или надрифтовую впадину.

Приволжско-Ергенинский уступ наследует древние зоны реологической неоднородности: западный борт Прикаспийской синеклизы на севере и локальный палеосклон внутри нее на юге, что оказало влияние на знак сдвига и морфологию Приволжского и Ергенинского отрезков уступа.

ДОНО-МЕДВЕДИЦКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Доно-Медведицкие внутриплитные дислокации (наряду с Саратовскими и Жигулевскими) издавна считаются эталоном платформенной складчатости. Именно на их примере разрабатывались методические подходы к изучению структур такого рода и соответствующие термины, в том числе такой известный термин, как “плакантиклиналь” [Шатский, 1945]. Вытянутая, если не линейная, конфигурация складок и относительно полный характер заполнения ими пространства в сочетании, однако, с умеренным наклоном крыльев и коробчатой конфигурацией издавна заставляли исследователей анализировать соотношения горизонтальных и вертикальных усилий при их формировании, и именно для Доно-Медведицкой зоны (вместе с Донбассом) впервые была предложена концепция смятия чехла прогиба в результате прохождения его дна через хорду [Косыгин, Магницкий, 1948]. В классических работах А.Д. Архангельского [1940], А.Н. Мазаровича [1937], Е.В. Милановского [1940], П.Е. Оффмана [1945] и Н.С. Шатского [1937, 1945, 1948] по тектонике Восточно-Европейской платформы генезис складчатых зон такого рода (Доно-Медведицкой, Жигулевской, Саратовской и др.) объясняется либо передачей давления со стороны герцинского Урала [Архангельский, 1940; Милановский, 1940] либо сугубо внутриплатформенными событиями, в частности, сменой направления и режима колебательных движений [Мазарович, 1937; Оффман, 1945; Шатский, 1937, 1945, 1948]. Обращалось внимание на приуроченность складчатых зон к аномалиям в строении фундамента и к зонам трещиноватости [Архангельский, 1940; Шатский, 1945, 1948].

Нужно сказать, однако, что в свете современных знаний ни одно из вышеприведенных представлений нельзя признать справедливым: первое – из-за преимущественно новейшего возраста всех упомянутых дислокаций и их субширотной ориентировки, часто поперечной Уралу (Жигулевский вал, некоторые флексуры в системе Саратовских дислокаций), а второе – из-за неясности в отношении источника столь заметных складкообразующих движений и причин их локализации. Серьезные шаги вперед были сделаны Н.С. Шатским [1948], обратившим внимание на пространственно-временную связь платформенных дислокаций Поволжья с Кавказом, и Е.Е. Милановским [1983], подчеркнувшим в основном кайнозойский возраст последних и их строгую приуроченность к палеозойским авлакогенам. Все это приводит к представлению о формировании рассматриваемых структур в связи с коллизионными событиями в Альпийском поясе [Милановский, 1983].

Собственно Доно-Медведицкие внутриплитные дислокации, несмотря на их очень хорошую изученность [Аксенов и др., 1969; Бражников, 1965; Мокиенко и др., 1993; Цыганков, 1971; Четвертичные отложения..., 1978; Шафи́ро, Хлыстова, 1962; Шафи́ро, Аванисьян, 1965], до сих пор остаются наиболее загадочными (даже по сравнению с остальными аналогичными структурами Поволжья). Бескорневой и даже инверсионный характер соотношения этих складок со структурой кровли фундамента [Бражников, 1959, 1965; Граблин, Масленников, 1957; Шафи́ро, Хлыстова, 1962; Шафи́ро, Аванисьян, 1965] закрывает какую-либо возможность рассматривать их связь с вертикальными блоковыми перемещениями последнего. Полностью исключен гравитационный генезис складок, так как большинство их скошены к западу, т.е. навстречу региональному текто-

ническому уклону, в течение всего фанерозоя направленному к востоку – в сторону Прикаспийской впадины.

Неубедительными представляются и попытки некоторых авторов [Бражников, 1959, 1965; Косыгин, Магницкий, 1948; Шафино, Хлыстова, 1962] объяснить коробление платформенного чехла механизмом прохождения прогиба через хорду. Если такой механизм и можно рассматривать вообще, то только для палеозойской стадии развития, когда регион испытывал прогибание в составе Прикаспийской синеклизы. Однако тогда формировались малоамплитудные морфоструктуры неясного генезиса, которые могли быть связаны как со сжатием, так и с растяжением; основные же деформации Доно-Медведицкой зоны произошли только на новейшем этапе [Горелов и др., 1957; Мокиенко и др., 1993; Розанов и др., 1965; Цыганков, 1971; Четвертичные отложения..., 1978; Шафино, Хлыстова, 1962; А.С. Застрожных, 1991 г., и мн. др.], в условиях достаточно заметного воздымания.

Не удастся напрямую связать возникновение рассматриваемых складок и с давлением Альпийского пояса (как это можно сделать для субширотных поясов деформаций типа новейшего Донбасса, Кряжа Карпинского, Мангышлака или Жигулевского вала [Копп, 1999; Копп, Тверитинова, 1999; Kogčemagin, Emets, 1996]), ибо они ему почти перпендикулярны. Хотя одновременность внутриплатформенного складкообразования с орогеническими событиями на Кавказе [Копп, 1997–2000; Милановский, 1983; Шатский, 1948] заставляет искать решение все же именно в этом направлении – только на пути установления более сложных, но зато и более конкретных взаимосвязей. Применительно к условиям данного района наиболее результативными оказались два подхода: 1) анализ регионального макроструктурного рисунка и 2) структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур [Копп, Тверитинова, 2001]. Учитывая широко распространенное представление об унаследованном развитии структур Доно-Медведицкой зоны с палеозоя, характеристика макроструктурного рисунка сопровождается анализом материалов по палеозойской палеогеографии региона.

6.1. ОСОБЕННОСТИ МАКРОСТРУКТУРНОГО РИСУНКА

Доно-Медведицкие дислокации (рис. 59–60) приурочены к границе между длительно развивавшимися платформенными мегаструктурами: Воронежской антеклизой и Прикаспийской синеклизой. Судя по ряду признаков (дислоцированности меловых–нижнепалеогеновых осадков, присутствию плиоценовых отложений в Терсинской и Ольховской мульдах и их отсутствию в поднятых блоках, характерным геоморфологическим особенностям), складки имеют преимущественно новейший возраст [Бражников и др., 1965; Горелов и др., 1957; Розанов и др., 1965; Цыганков, 1971; Четвертичные отложения..., 1978; Шафино, Хлыстова, 1962] (хотя не исключено, что некоторые из них могли унаследовать неровности тектонического рельефа, возникшие еще в среднем–позднем девоне или в конце палеозоя [Болотов и др., 1999; Горьков, 1998]). В неотектоническом плане зона находится в пределах южной части Приволжской “антеклизы” [Раскатов, 1969] – обширного Балашовско-Приволжского свода, разделяющего Окско-Донской (преимущественно среднемиоцен-раннеплиоценовый) и Западно-Прикаспийский (плиоцен-четвертичный) новейшие бассейны. Складчатость зоны формировалась в тесном взаимодействии с прогибанием каждого из них, о чем свидетельствует омоложение ее возраста к востоку: наиболее западные структуры Арчединско-Дон-

ского блока с палеозойскими ядрами перекрываются с угловым несогласием аллювиальными осадками медведицкой и иловлинской свит среднего миоцена, а к востоку возраст несогласия повышается до подошвы плиоцена, представленного панфиловской и хоперской свитами (А.С. Застрожных, 1991). От Западно-Прикаспийского бассейна зона дислокаций отделена Приволжской ступенью, где складчатость ослабевает и, более того, фиксируется субширотное плиоцен-четвертичное растяжение [Копп и др., 1999б].

Складки длиной до 70–100 км часто сильно вытянуты в плане (вплоть до линейной конфигурации) либо осложнены на крыльях протяженными узкими флексурами и везде ориентированы субпараллельно самой зоне, т.е. в север-северо-восточном направлении (рис. 59Б); особенно узкие и длинные структуры присутствуют на юге Доно-Медведицких дислокаций, в так называемом Арчединско-Донском блоке. В поперечном сечении складки имеют резко асимметричную коробчатую форму (рис. 60), причем на крутых крыльях наклон слоев местами достигает 30–40° и даже 50–70° (западное крыло Жирновской антиклинали), тогда как на пологих крыльях не превышает нескольких градусов. Наибольшую (до 1,5–2 км) амплитуду складки имеют в верхних горизонтах платформенного чехла (верхи карбона–мезозой), тогда как с глубиной все они постепенно выполаживаются и окончательно исчезают уже на уровне низов и даже кое-где верхов среднедевонской терригенной толщи. Более того, под наиболее высокими и сильно смятыми блоками чехла фундамент обычно несколько прогнут, т.е. здесь наблюдается инверсионное соотношение структуры поверхностных и глубинных горизонтов.

Перечисленные особенности заставляют задать вопрос: а не образовались ли складки Доно-Медведицкой зоны в результате некоторого горизонтального сжатия, как это и предполагается в работе [Милановский, 1983]. Если это так, то общий прогиб фундамента под зоной (Умётовско-Линевскую депрессию) можно было бы трактовать в качестве своеобразного “корня гор”. Однако реальная ситуация в отношении последнего здесь все-таки сложнее, ибо данные о мощностях и фациях палеозоя показывают, что наиболее крупные неровности кровли фундамента образовались еще в середине девонского времени или даже еще раньше [Бражников, 1965; Волож и др., 1997; Немцов, 1983; Новиков и др., 1981; Силонов, 1971; Шафиро, Хлыстова, 1962] (это не исключает, конечно, возможность того, что он мог дополнительно прогнуться и в конце кайнозоя).

Особенно показательны в этом смысле франские барьерные рифы, которые во многих местах обрамляют Умётовско-Линевскую депрессию фундамента [Новиков и др., 1981], соответствующую наиболее дислоцированной части Доно-Медведицкой зоны складок. В течение долгих лет традиционно считалось, что последняя приурочена к девонско-раннекаменноугольному авлакогену [Милановский, 1983; Силонов, 1971], где накопилась мощная (до 3 км) призма терригенных и карбонатных пород соответствующего возраста. Однако буровые и сейсморазведочные данные последних десятилетий убедительно показали, что сильное уменьшение (вплоть до выклинивания) мощности ряда горизонтов среднего и верхнего девона–нижнего карбона к востоку от Доно-Медведицкой зоны, в районе так называемого Приволжского (Антиповско-Щербаковского) мегавала фундамента, связано с существованием там режима некомпенсированного прогибания [Мирчинк и др., 1973; Михалькова и др., 1986; Немцов, 1983]. Поэтому, учитывая еще и нахождение этого несколько приподнятого выступа основания на краю синеклизы, нам кажется, что правильнее трактовать его (как и ряд других аналогичных удлиненных ступеней) в качестве ограниченного литрическими сбросами наклонного блока, образовавшегося при проседании

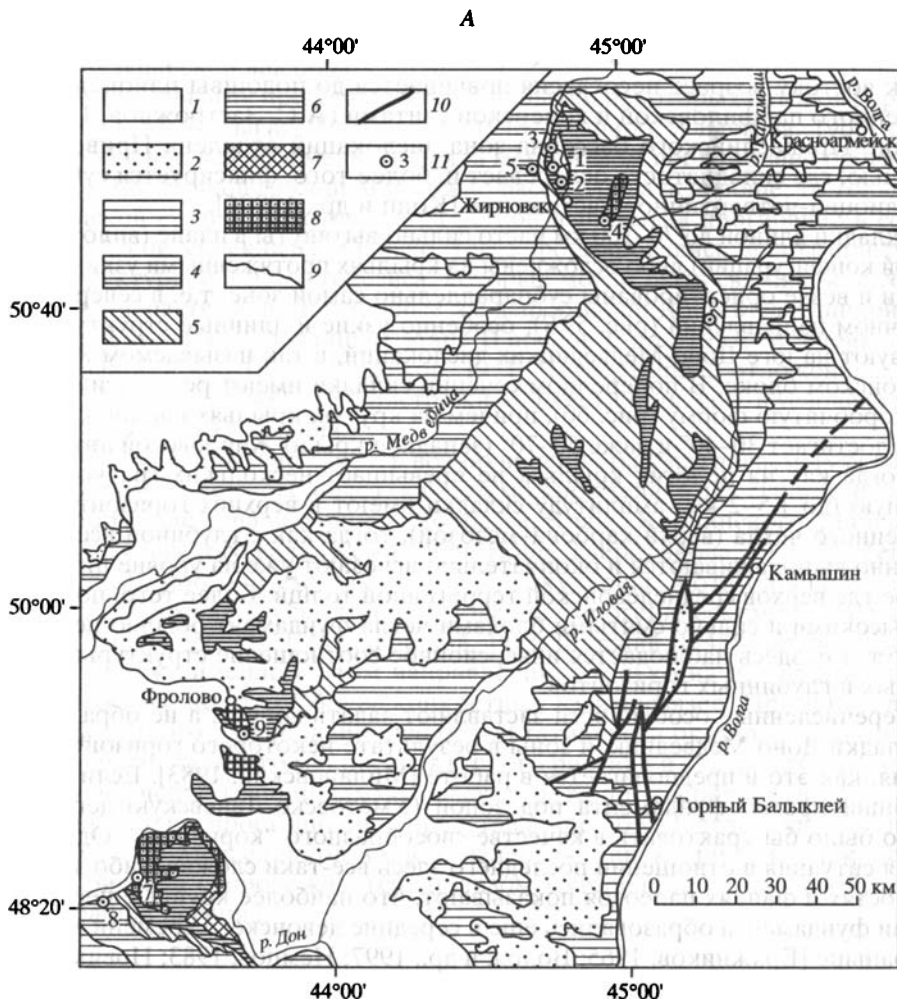


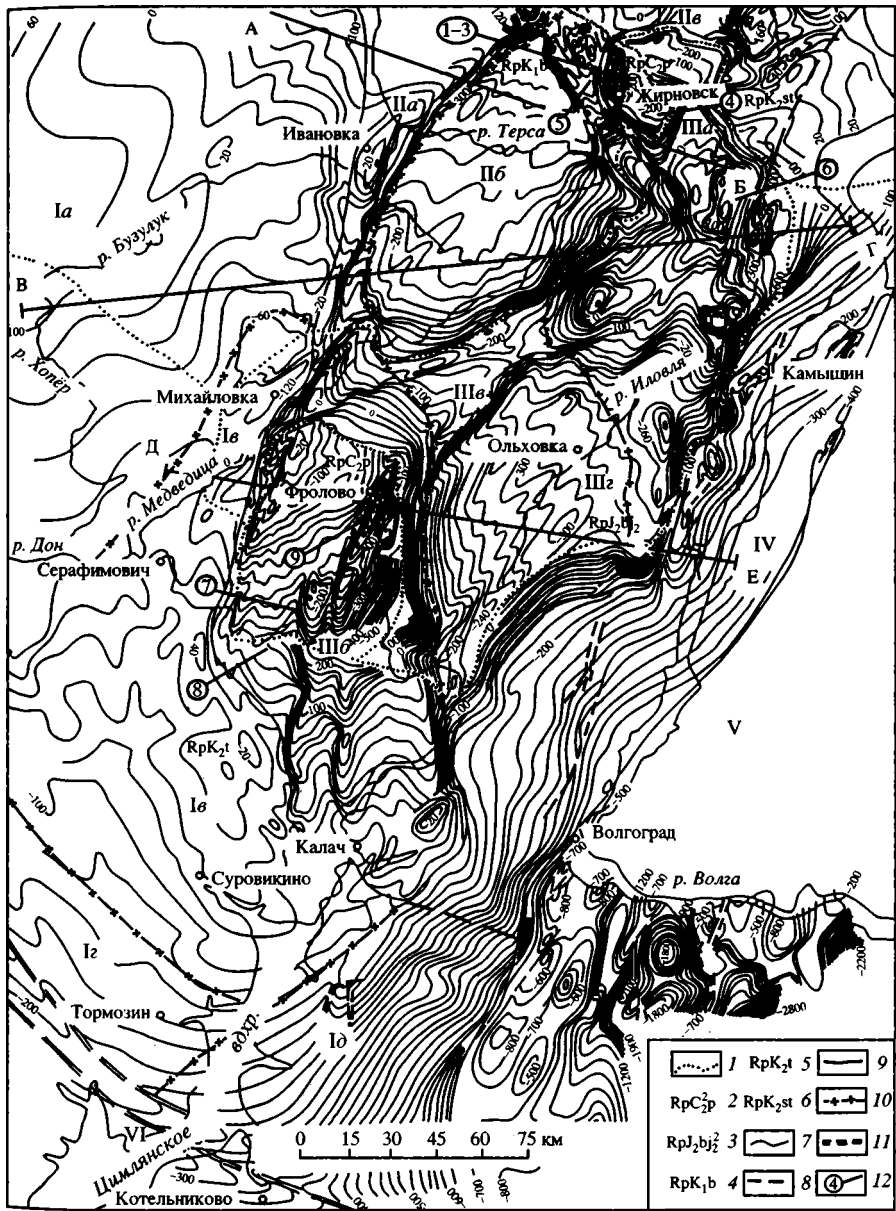
Рис. 59. Строение Доно-Медведицких дислокаций

А – геологическая карта: 1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – палеоген; 4 – верхний мел; 5 – нижний мел; 6 – средняя–верхняя юра; 7 – нижний триас; 8 – средний–верхний карбон; 9 – геологические границы; 10 – разрывы; 11 – станции наблюдения трещиноватости.

Б – структурная карта (Г.А. Бражников и др., 1965): 1 – границы участков смены возраста структурного репера; 2–6 – структурные реперы: 2 – московский ярус карбона, 3 – верхний байос, 4 – кровля баррема, 5 – подошва турона, 6 – подошва сантона; 7 – стратовизогипсы; 8 – разломы, 9 – границы тектонических областей; 10 – то же, 2-го порядка; 11 – погребенные надвиги на северной окраине Донбасса; 12 – приблизительное местоположение линий геологических разрезов. Тектонические единицы: I – Воронежская антеклиза: Ia – Хоперская моноклинал, Ib – Михайловская впадина, Ic – Чир-Донские дислокации, Id – Преддонецкая моноклинал, Ie – Северо-Ергенинская моноклинал; II – юго-восточная часть Саратовско-Рязанской мегадепрессии: Pa – Ивановские дислокации, Pb – Терсинская впадина, Pc – Карамышская впадина; III – Доно-Медведицкий вал: Ша – Иловлинско-Медведицкое (Жирновско-Линевское) поднятие, Шб – Арчдинско-Донское поднятие, Шв – Березовская седловина; IV – Приволжская моноклинал; V – Приказский впадина; VI – Скифская плита

Fig. 59. Structure of the Don-Medveditsa deformations

А – Schematic geological map: 1 – Quaternary; 2 – Pliocene; 3 – Paleogene; 4 – Upper Cretaceous; 5 – Lower Cretaceous; 6 – Middle-Upper Jurassic; 7 – Lower Triassic; 8 – Middle-Upper Carboniferous; 9 – stratigraphic boundaries; 10 – faults; 11 – sites of mesotectonic observations.



Б – Structural map: 1 – limits of areas where structural contour lines change in age; 2–6 – structural markers: 2 – uppermost Moscovian, 3 – lowermost Bajocian, 4 – uppermost Barremian, 5 – Turonian, 6 – lowermost Santonian; 7 – structure of contour lines; 8 – faults; 9 – limits of tectonic domains; 10 – the same, of the 2nd order domains; 11 – deep-seated thrusts in the northern border on the Donets basin; 12 – sites of mesotectonic observations. Roman figures indicate tectonic domains: I – Voronezh anticline: Ia – Khopior monocline, Iб – Mikhailovka depression, Iв – Chir-Don deformation, Iг – Cis-Donets monocline, Iд – North Ergeni monocline; II – southeastern Fachelma aulacogene: IIa – Ivanovka deformations, IIб – Tersa depression, IIв – Karamysh depression; III – Don-Medveditsa swell: IIIa – Zhimovsk-Linevo rise, IIIб – Archeda-Don rise, IIIв – Berezovka structural saddle; IV – Privilzhskaya monocline; V – Peri-Caspian syncline; VI – Scythian plate

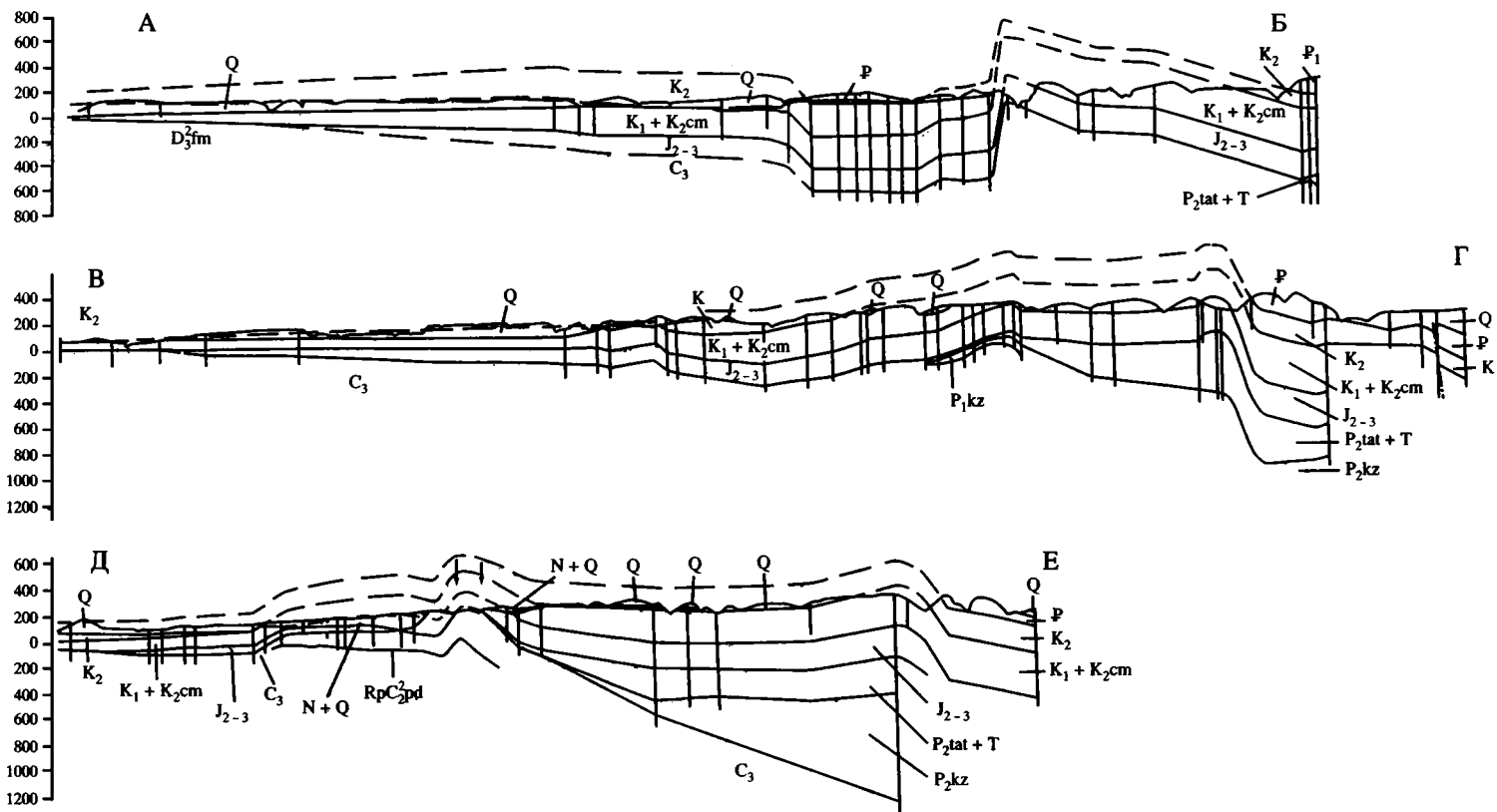


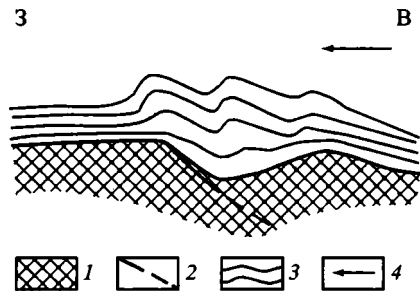
Рис. 60. Геологические разрезы через зону Дено-Медведицких дислокаций (Г.А. Бражников и др., 1965); расположение см. на рис. 59, Б
Fig. 60. Regional sections across Den-Medveditsa dislocations (see Fig. 59, B for location)

Рис. 61. Схематический геологический профиль через зону Доно-Медведицких дислокаций, иллюстрирующий новейшее смятие осадков чехла платформы около девонского бортового уступа Прикаспийской впадины

1 – фундамент; 2 – девонский конседиментационный сброс; 3 – смятая осадочная призма; 4 – направление складкообразующего движения масс

Fig. 61. Schematic profile across the Don-Medveditsa dislocations illustrating neotectonic crumbling of the platform cover in the vicinity of the Devonian paleoslope of the Peri-Caspian basin

1 – basement; 2 – Devonian syndepositional normal fault; 3 – folded sedimentary prism; 4 – direction of fold-generating pressure



подводного склона во время среднедевонского рифтогенеза¹¹. Весь же среднедевонско-карбонный осадочный клин следует связывать с обращенным к востоку и активно развивавшимся вплоть до ранней перми палеосклоном Прикаспийского рифтового и пострифтового бассейна [Кирюхин и др., 1980; Мирчинк и др., 1973; Немцов, 1983; Шафино, Хлыстова, 1962].

Так или иначе, если не принимать во внимание дискуссионные вопросы палеозойской палеотектоники, очевидно, что новейшие деформации приурочены именно к полосе повышенной мощности почти всех развитых в регионе горизонтов платформенного чехла. В данном смысле Доно-Медведицкая зона отдаленно напоминает эпигеосинклинальный складчатый пояс, что само по себе (наряду с отсутствием каких-либо признаков отражения в чехле глубинных блоковых подвижек) также может служить признаком ведущей роли горизонтальных усилий при складкообразовании. Примечательно, что крутизна складок и их поперечная асимметрия резко возрастают по мере приближения к бровке уступа основания (рис. 61), и последний в таком контексте выглядит как жесткий упор, тормозящий направленное с востока на запад поверхностное перемещение масс.

Особенную выразительность экранирующая роль палеоуступа приобретает при сравнении его плановой конфигурации с некоторыми особенностями геометрии самой складчатой зоны (см. рис. 59, Б, рис. 62, А, Б). Наиболее суженная центральная часть последней (Коробковско-Чухонастовский блок) находится напротив выступающего к востоку “мыса” мелководной области, тогда как ее широкие участки (Жирновско-Линевский блок на севере и Арчединско-Донской на юге) проектируются на заливы, – возникающее из-за этого впечатление, что деформированный осадочный комплекс обтекает выступ кристаллического фундамента, дополнительно усиливается резкой сменой типа поперечного профиля складчатой зоны (см. рис. 59, 60): напротив “мыса” он симметричный (“дивергентный” – большее сжатие?), тогда как в “заливах” четче всего выражено скашивание складок к западу (западная “вергентность” – меньшее сжатие, но большее “надвигание”?).

Наконец, в пользу существенной роли горизонтальных (в данном случае сдвиговых) перемещений при структурообразовании свидетельствует кулисное расположение многих антиклиналей и флексур, особенно четко проявляющееся вдоль границ Жирновско-Линевского и Арчединско-Донского треугольных блоков (рис. 62, А). Первый из них на западе ограничен узкой Кленовско-Ле-

¹¹ Существенная роль эйфельско-живетского рифтогенеза в истории Восточно-Европейской платформы (правда, на примере только Московской синеклизы) была обстоятельно доказана в работе [Андреева и др., 2000].

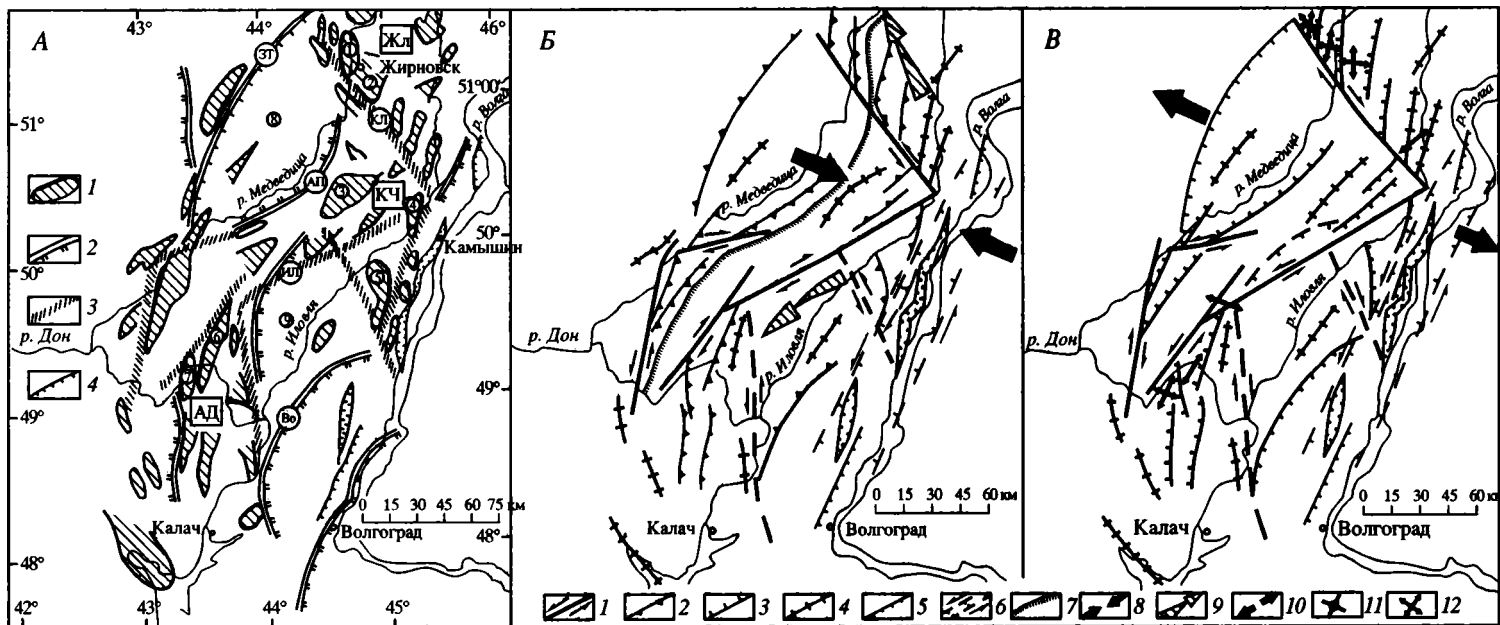


Рис. 62. Генерализованная новейшая структура Доно-Медведицкой зоны и ее альтернативные кинематические интерпретации

А – структурная схема: 1 – брахискладки чехла (жирная линия – более крутое крыло); 2 – вертикальные флексуры; 3 – горизонтальные флексуры (флексуры сдвига); 4 – сбросы Приволжской моноклинали. **Блоки:** АД – Арчединско-Донской, ЖЛ – Жирновско-Линевский (Иловлинско-Медведицкий), КЧ – Коробковско-Чухонастовский. **Флексуры** (названия по [Бражников, 1965; Г.А. Бражников и др., 1965]): АП – Абрамовско-Петрушинская, Во – Восточная, ЗТ – Западно-Терсинская, Ил – Иловлинская, КЛ – Кленовско-Лемешкинская (Жирновско-Бахметьевская). **Крупнейшие локальные структуры** (цифры в кружках): 1–7 – брахиантиклинали: 1 – Жирновская, 2 – Линевская, 3 – Коробковская, 4 – Умётовская, 5 – Чухонастовская, 6 – Арчединско-Саушинская, 7 – Верховская; 8–9 – брахисинклинали: 8 – Терсинская, 9 – Ольховская.

Б, В – варианты истолкования природы субмеридиональных складок и флексур: **Б** – субширотное сжатие, **В** – субширотное растяжение: 1 – флексуры сдвига и сдвига; 2 – флексуры взброса, складки и другие структуры сжатия (треугольники – в сторону “надвинутого” крыла); 3 – флексуры сброса, сбросы и другие структуры растяжения (штрихи – в сторону сброшенного крыла); 4 – приблизительно симметричные складки; 5 – сбросы и грабены Приволжской моноклинали; 6 – левосдвиговая зона, предполагаемая по кулисности грабенов Приволжской моноклинали; 7 – бровка девонского бортового уступа фундамента Прикаспийской впадины; 8 – направление и место приложения наибольшего горизонтального сжатия; 9 – направления латерального выжимания блоков; 10 – направления горизонтального растяжения; 11, 12 – установленные по мезотектоническим данным направления главных осей деформации: 11 – укорочения, 12 – удлинения

мешкинской (Жирновско-Бахметьевской) флексурой север-северо-западного простиранья, с правокулисным расположением брахиантиклиналей и флексур, а второй с той же стороны – несколько более расплывчатой серией флексур восток-северо-восточного направления (Иловлинская, Абрамовско-Петрушинская и др.), обуславливающих левокулисное расположение складок. Можно наметить зоны эшелонированного расположения периклиналей складок и на восточных сторонах вышеупомянутых блоков (см. рис. 62, А).

Определение знака сдвигов зависит только от знания кинематической природы развитых в регионе меридиональных складок и флексур. Если они образовались при горизонтальном сжатии (см. рис. 62, В), то Кленовско-Лемешкинская и Иловлинская сдвиговые зоны оказываются соответственно лево- и правосторонней. Тогда становится понятным изменение стиля поперечной асимметрии складчатой зоны: наибольшее скашивание складок к западу проявляется в блоках, перемещенных по сдвигам именно в этом направлении (Арчединско-Донской и Жирновско-Линевский блоки). В отставшем же центральном блоке антиклинали либо симметричны (Коробковский купол), либо даже сильно скошены к востоку (Иловлинская, Умётовская и Чухонастовская антиклинали). Таким образом, наблюдаемые особенности сдвигового структурного рисунка подтверждают высказанную выше гипотезу о происхождении Жирновско-Линевского и Арчединско-Донского треугольных блоков в результате “обтекания” деформируемым материалом древнего выступа девонской зоны мелкого моря.

Если же принять, что брахискладки образовались при горизонтальном растяжении, а меридиональные флексуры являются надсбросовыми либо представляют собой недоразвившиеся сбросы, то знак сдвигов окажется противоположным (см. рис. 62, В): те из них, которые имеют север-северо-западное простиранье, станут правосторонними, а северо-восточное – левосторонними. Такая ориентировка структур растяжения и сдвига полнее соответствует мегарегиональной неотектонической ситуации, определяющейся направленным к северу давлением Аравийской плиты [Копп, 1997–1999]. Новейшие правые и левые сдвиги вышеуказанных направлений широко развиты недалеко от Доно-Медведицкой зоны, в районах Донбасса и Кряжа Карпинского [Копп, 1998, 1999а; Korçemagin et al., 1996], а субмеридиональные наклонные сбросы плиоцен-четвертичного возраста уже давно установлены непосредственно рядом с последней, в пределах Приволжской моноклинали [Милановский, 1983; Милановский, 1940]. Они выстраиваются в эшелонированный ряд север-северо-восточного простиранья, что свидетельствует о рассредоточенном левом сдвиге, приблизительно параллельном берегу р. Волги на этом отрезке (см. рис. 62, В). Далее, обратим внимание на такие симптоматичные структурные особенности,

←
Fig. 62. Alternative kinematic interpretations of structure of the Don-Medveditsa deformations

А – Schematic structural map: 1 – brachyfolds (thicked lines denote steeper fold limbs); 2 – vertical flexures; 3 – horizontal flexures and sygmoids; 4 – normal faults of Privolzhskaya monocline. *Blocks:* АД – Archeda-Don, ЖЛ – Zhimovsk-Linyovo, КЧ – Korobkovo-Choukhonastovka. *Flexures:* АП – Abramovsko-Petrushinskaya, Во – Vostochnaya (i.e. Eastern), ЗТ – West Tersa, Ил – Ilovlya, КЛ – Klyonovsko-Lemeshkinskaya. *Major local structures* (circled figures): 1–7 – brachyantyclines: 1 – Zhimovsk, 2 – Linyovo, 3 – Korobkovo, 4 – Umuot, 5 – Chukhonastovka, 6 – Archeda-Saushinskaya, 7 – Verkhovskaya; 8–9 – brachysynclines: 8 – Tersa, 9 – Ol'khovskaya.

Б, В – Versions of the nature of submeridional folds and flexures: Б – Sublatitudinal compression, В – Sublatitudinal extension: 1 – wrench-related flexures; 2 – thrust-related flexures as well as folds and other compression structures (apexes of triangles are directed toward upthrown wall); 3 – normal-fault-related flexures as well as normal faults and other extension structures (barbs are directed toward upthrown wall); 4 – rough symmetrical folds; 5 – normal faults and grabens of the Privolzhskaya monocline; 6 – sinistral shear inferred from an echelon arrangement of grabens of the Privolzhskaya monocline; 7 – brow of Devonian paleoslope of the Peri-Caspian basin; 8 – area and orientation of the general horizontal compression; 9 – directions of a lateral escape of blocks; 10 – orientation of horizontal extension; 11–12 – orientations of main axes of deformation: 11 – shortening, 12 – lengthening

как отсутствие настоящих надвигов или хотя бы взбросов (но при этом наблюдаются резкая поперечная асимметрия и коробчатая форма антиклиналей, что вызывает реминисценции с наклонными блоками, образующимися при рифтогенезе, см. рис. 60) и циркообразная форма флексур в плане, характерная для тыловой части сброшенных массивов.

Заканчивая этот раздел, можно констатировать, что некоторые важные признаки (бескорневой характер складчатости и наличие протяженных сдвигов) однозначно свидетельствуют в пользу существенной роли горизонтальных движений при образовании новейшей структуры. Однако вызваны они горизонтальным сжатием или растяжением, сказать значительно труднее, хотя некоторое предпочтение мы отдаем первому варианту. Погляди́м теперь, что по этому поводу говорят данные структурно-кинематического изучения трещиноватости.

6.2. МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Методические замечания и общая характеристика трещиноватости. В отличие от Приволжского уступа, где зеркала скольжения и другие мезоструктуры замерялись в верхнемеловых–палеогеновых отложениях и поэтому наверняка имеют новейший возраст, в Доно-Медведицкой зоне приходилось изучать более древние породы. Выходы песчаников и опок палеогена находятся здесь далеко от ядер складок, а породы нижнего мела и юры неблагоприятны для мезотектонических наблюдений, ибо не содержат прослоев крепких пород. Поэтому при тектодинамических исследованиях в этом районе мы были вынуждены опираться главным образом на замеры в средне-верхнекаменноугольных известняках и доломитах, которые вскрыты карьерами в ядрах и на крыльях многих антиклиналей: Жирновской, Линевской, Арчединской, Верховской и др. и содержат представительные зеркала скольжения, жилы и стилолиты. Кроме того, многочисленные (правда, довольно мелкие) зеркала скольжения встречаются в писчих мелах верхнего мела, обнаженных кое-где около крутых флексур. Эти мезоструктуры образовались уже в кайнозое, что позволяет сравнить мезоструктурные парагенезы, развитые в породах разного возраста. Ниже мы попытаемся показать, что поля деформаций, установленные при изучении палеозойских карбонатов, в целом совпадают с таковыми для более молодых отложений. Это показывает интенсивное омоложение мезоструктурного ансамбля и дает основания считать, что замеренные в палеозойских породах борозды скольжения образовались либо переориентировались в соответствии с новейшим полем напряжений и поэтому их можно использовать для выяснения динамической обстановки позднеальпийской эпохи. Вероятность переориентации следов скольжения в результате наложения более мощной фазы деформаций ранее теоретически обоснована О.И. Гущенко [1982, 1999, и др.], который опирался на исследования по механике сплошных сред [Батдорф, Будянский, 1961].

Среди трещинных мезоструктур Доно-Медведицкой зоны преобладают субвертикальные субмеридионального, субширотного и диагонального (северо-восточного и северо-западного) простирания, представленные зеркалами скольжения разнообразной кинематики (взбросы, сбросы, правые и левые сдвиги), зонами сдвиговых деформаций сбросового и сдвигового типов, отрывами и стресс-стилолитами. Наблюдения проведены во всех главных блоках Доно-Медведицкой зоны (рис. 63), но наиболее результативными они оказались для Жирновско-Линевского и Арчедин-

ско-Донского блоков, где широко развиты каменноугольные известняки. Основная часть замеров трещиноватости осуществлена и обработана Т.Ю. Тверитиновой при участии автора [Копп, Тверитинова, 2001].

Жирновско-Линевский блок. Трещиноватость изучали в ядрах и на крыльях составляющих его главных антиклиналей: Жирновской и Линевской.

Ядро Жирновской антиклинали вскрыто в двух карьерах каменноугольных известняков, приуроченных к крутому западному борту р. Медведицы. В северном из них наиболее распространены разноориентированные (субмеридионального, субширотного и северо-восточного простирания) отрывы и сдвиги (с некоторым преобладанием левых); реже встречаются меридиональные взбросы и широтные сбросы. В целом преобладает сдвиго-раздвиговый парагенезис, свидетельствующий об обстановке трансензии с меридиональным и широтным направлениями горизонтального удлинения. Горизонтальное укорочение (там, где оно устанавливается по немногочисленным взбросам) ориентировано субширотно. Присутствие левых сдвигов практически во всех системах трещиноватости отражает наличие левосдвигового пояса вращения.

В южном карьере, кроме субвертикальных трещин региональных – меридиональной и широтной – ориентировок, распространены наклонные трещины, образующие острый конус с субвертикальной осью. Как и для северного карьера, здесь характерна сдвиго-раздвиговая мезотектоника, отвечающая условиям северо-восточного и субширотного (запад-северо-западного) удлинения. Относительное укорочение, устанавливаемое по сдвигам, ориентировано субмеридионально; кроме того, намечается правосдвиговый пояс вращения. Более редкие взбросы и стресс-стилолиты указывают на субширотное и северо-восточное направление главного укорочения.

Западное крыло Жирновской антиклинали пересечено точками наблюдений вдоль балки вблизи с. Александровка. В каменноугольных известняках мезоструктуры представлены прежде всего меридиональными отрывами, а также субширотными и северо-западного простирания сдвигами; меньшее значение имеют субмеридиональные сбросы и стилолиты, взбросы единичны. Обстановка формирования сдвиго-раздвиговых структур отвечает условиям преимущественного субширотного удлинения при субмеридиональном укорочении, зато по стресс-стилолитам устанавливается противоположное – широтное – укорочение. Среди сдвигов здесь, как и в южном Жирновском карьере, несколько преобладают правые.

По мере продвижения от ядра к зоне выхода меловых отложений западное крыло Жирновской антиклинали резко выкручивается до 50–70°. Отдельные слои пластичных пород гофрированы в мелкие дисгармоничные складки, что указывает на попутное флексуру скашивание. В смыкающем крыле Жирновской антиклинали в полосе выхода мезозойских отложений развиты крутопадающие трещины субширотного простирания и наклонные – субмеридионального и северо-восточного, с падением на восток навстречу наклону слоев. Поскольку эти трещины образуют тупой угол со смыкающим крылом флексуры и, кроме того, вдоль них развиваются зеркала скольжения сбросового типа, можно предполагать, что они являются R_1 -сколами в зоне прифлексурного скашивания. Помимо наклонных сбросов, параллельных флексуры, присутствуют и поперечные ей, что в совокупности с отрывами указывает на субмеридиональное удлинение вдоль флексуры. Однако отмечается и укорочение противоположного знака (субмеридиональное), фиксируемое по левым сдвигам северо-восточной ориентировки.

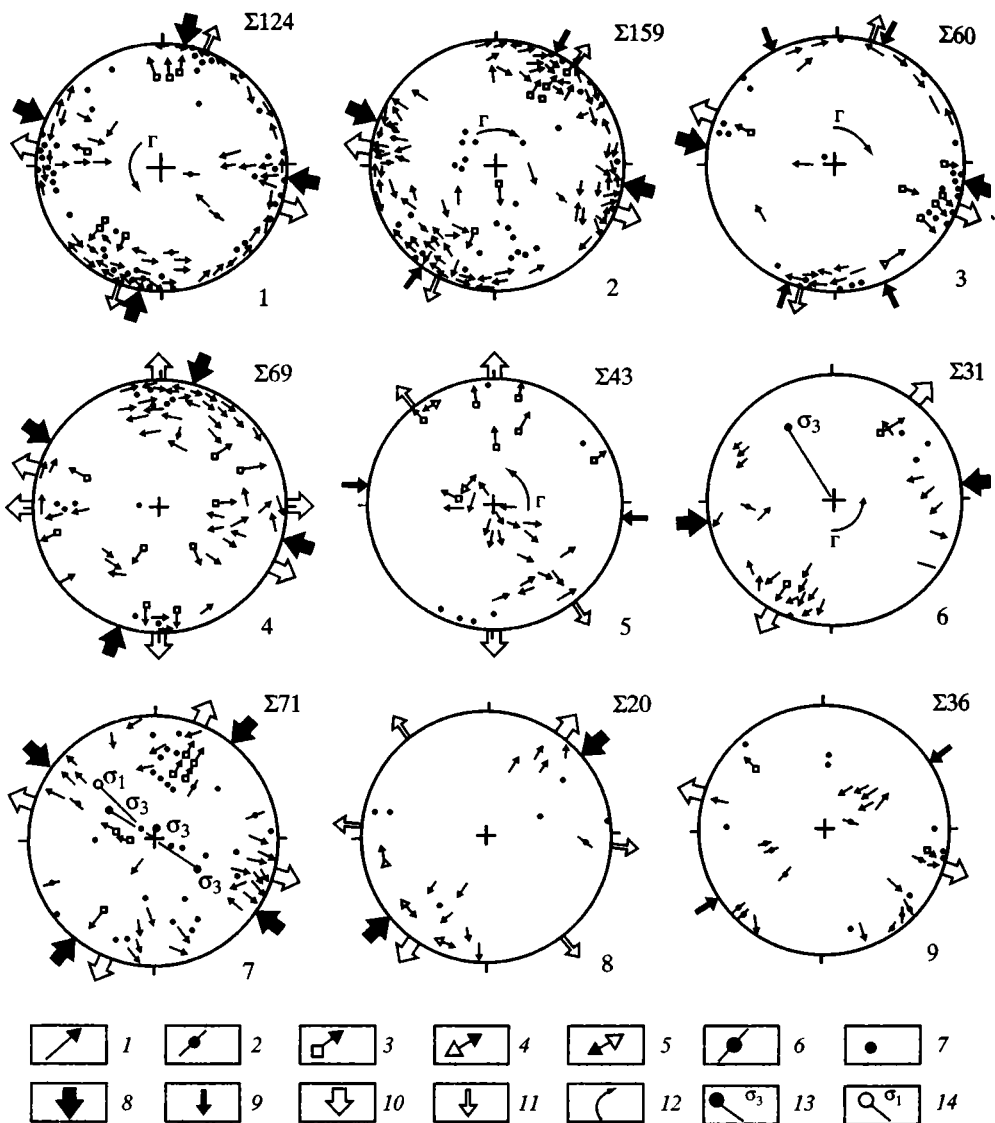


Рис. 63. Стереодиаграммы трещиноватости для Доно-Медведицкой зоны [Копп, Тверитинова, 2001]; местоположение станций см. на рис. 59. Справа сверху – число замеренных мезоструктур.

Станции наблюдения: 1–5 – Жирновско-Линевский блок: 1–3 – известняки среднего–верхнего карбона в ядре и на западном крыле Жирновской антиклинали (1 – Северный карьер, 2 – Южный карьер, 3 – балка в районе с. Александровка); 4 – ядро Линевской антиклинали, Линевский карьер известняков карбона; 5 – пески и мелоподобные известняки мела на западном крыле Жирновской антиклинали; 6 – Коробковско-Чухонастовский блок, обнажения нижнемеловых песков и юрских глин на восточном крыле Иловлинской антиклинали к северо-западу от с. Гвардейское; 7–9 – Арчединско-Донской блок: 7 – известняки карбона на западном крыле Верховской антиклинали (Переконский карьер), 8 – обнажения мелоподобных верхнемеловых известняков на западном крыле Верховской антиклинали к западу от с. Переконка, 9 – каменноугольные известняки в ядре Арчединской антиклинали (Фроловский карьер).

1–2 – векторы смещений при полюсах зеркал скольжения: 1 – с установленным знаком смещения; 2 – с неустановленным знаком смещения; 3–7 – полюсы нарушений различных кинематических типов: 3–5 – зоны сдвиговых деформаций (3 – сбросы, 4 – правые сдвиги, 5 – левые сдвиги), 6 – секущие стилолиты, 7 – отрывы и жилы; 8–11 – оси напряжений: 8–9 – сжатия: 8 – 1-го порядка, 9 – 2-го порядка; 10–11 – растяжения: 10 – 1-го порядка, 11 – 2-го порядка; 12 – направление вращения; 13–14 – проекция выхода осей деформаций: 13 – главного укорочения, 14 – главного удлинения

В ядре Линевской антиклинали среди других мезоструктур преобладают правые и левые сдвиги, простирающиеся преимущественно субширотно, реже – субмеридионально. Разноименные субширотные сдвиги близкой ориентировки, возможно, указывают на субмеридиональное укорочение, с которым гармонируют сбросы и отрывы того же простираения, указывающие на субширотное удлинение. Тем не менее широко развитые субширотные отрывы и редкие субмеридиональные взбросы отражают условия противоположного – меридионального – удлинения (или широтного укорочения). Особенностью этого участка является широкий разброс ориентировок наклонных сбросов, что отражает разнонаправленное растяжение. В целом можно считать, что и тут преобладают условия трансензии, причем удлинение ориентировано прежде всего широтно.

Арчединско-Донской блок. Особенно подробно здесь изучался район Верховской антиклинали, ядро которой, сложенное известняками карбона, вскрыто несколькими карьерами около с. Перекопка. Наиболее крупный из них находится в 1 км к северо-востоку от этого села и пересекает сводовую часть складки рядом с флексурой западного крыла. Ближе всего к последней преобладают параллельные ей (север-северо-восточные, 20–30°) сколы со смещением попутно флекуре (поднято восточное крыло), вдоль которых иногда развиваются стилолитовые швы со сдвигом вдоль плоскости. Эти сколы могут быть наклонены и к западу, и к востоку, но при этом всегда очень круто, и в совокупности образуют сбросо-взбросовый пояс вращения. Вторая заметная система – перпендикулярные краевой флекуре субширотные сбросы, группирующиеся в два сопряженных максимума с наклоном (50–80°) к северу и югу. Такой набор трещиноватости достаточно определенно свидетельствует о формировании флексуры в обстановке поперечного ей сильно наклоненного (40–50°) субширотного укорочения и продольного (субмеридионального) горизонтального удлинения. На удалении к востоку от флексуры деформационное поле характеризуется большим разнообразием трещин разной кинематики, среди которых, в частности, встречен парагенез субширотных левых взбросо- и надвиго-сдвигов с субмеридиональными листрическими сбросами, образовавшийся при укорочении в северо-восточном и удлинении в восток-юго-восточном направлениях. Однако по-прежнему существенное значение сохраняют и раздвиги субширотного – запад-северо-западного – простираения, особенно хорошо выраженные в виде довольно мощных (до 20 см) зон пропитки цементом в красноцветных песках и алевролитах перми.

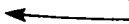


Fig. 63. Stereograms of fracturing (see Fig. 59 for location of observation sites). Figures at the right top indicate quantity of measured mesostructures [Копп, Тверитинова, 2001]

Observation points: 1–5 – Zhimovsk-Linyovo block: 1–3 – limestones of the Middle–Upper Carboniferous at core and western wing of the Zhimovsk anticline (1 – Northern quarry, 2 – Southern quarry, 3 – gully near the Alexandrovka village); 4 – core of the Linyovo anticline' Linyovo quarry of the Carboniferous limestones; 5 – sands and chalks of the Cretaceous at western wing of the Zhimovsk anticline; 6 – Korobkovsko-Choukhonastovka block, outcrops of sands of the Lower Cretaceous and clays of Jurassic at eastern wing of the Ilovlya anticline to north-west from the Guardetskoe village; 7–9 – Archeda-Don block: 7 – limestones of the Carboniferous at western wing of the Verkhovskaya anticline (Perekopka quarry), 8 – outcrops of the Upper Cretaceous chalks at western wing of the Verkhovskaya anticline to the west of the Perekopka village, 9 – limestones of the Carboniferous in core of the Archeda anticline (Frolovo quarry)

1–2 – poles of slickensides and slip vectors for the upper hemisphere: 1 – with clear slickensteps indicating kinematic type, 2 – without clear slickensteps; 3–5 – poles of fractures without slickenstriae but with a minor casts of a kinematics (offset of interbeds, fault-related rotation of bedding, an echelon arrangement of ministructures); 3 – normal faults, 4 – dextral strike-slip faults, 5 – sinistral strike-slip faults; 6 – poles of cross-stylolites; 7 – poles of veins; 8–11 – predominant orientation of deformation axes: 8 – of maximal shortening (σ_3), 9 – the same, of the 2nd order maximal shortening; 10 – of maximal lengthening (σ_1), 11 – the same, of the 2nd order maximal lengthening; 12 – direction of rotation; 13–14 – projections of axes of deformations: 13 – maximal shortening, 14 – maximal lengthening

Таким образом, Верховская антиклиналь образовалась при продольном к ней (субмеридиональном) растяжении и комплементарном ему поперечном (субширотном) сжатии, которое концентрировалось только около флексуры западного крыла. Кроме того, на удалении от последней проявлялось сжатие в северо-восточном направлении. Близкий набор деформационных обстановок отмечается и в синклинали, сложенной пясчими мелами сенона, к западу от Верховской антиклинали. Здесь преобладают наклонные ($40\text{--}85^\circ$) листрические сбросы запад-северо-западного простирания, образующие два симметричных максимума с падением к северу и югу и фиксирующие то же близмеридиональное (север-северо-западное) удлинение. Однако сопутствующее субширотное укорочение здесь никак не проявлено и вместо него присутствуют следы некоторого укорочения в северо-восточном направлении, устанавливаемого по нескольким левым и правым сдвигам запад-северо-западной и север-северо-западной ориентировки соответственно. Напомним, что такое же укорочение кое-где определяется по сдвигам и в ядре Верховской антиклинали. Проявление в верхнемеловых отложениях тех же деформаций, что и в палеозойских, – надежное свидетельство того, что наблюдаемый ныне структурно-кинематический ансамбль трещиноватости образовался в тех и других породах в послемеловое время: скорее всего, на неотектоническом этапе.

Беглые наблюдения на другом участке Арчединско-Донского блока – в ядре Арчединской антиклинали, вскрытом карьером в 2 км к юго-востоку от пос. Фролово, показали, что в развитых там каменноугольных известняках и доломитах преобладают ориентированные в северо-восточном направлении крутые ($70\text{--}85^\circ$) сбросы, образующие два сопряженных максимума с падением к северо-западу и юго-востоку. Последнее обстоятельство, равно как и то, что со сбросами ассоциируют субпараллельные им кальцитовые жилы и отрывы, позволяют уверенно предположить, что те и другие возникли при удлинении в северо-западном направлении. С этим согласуются и многочисленные пологие ($30\text{--}40^\circ$) надвиги северо-западной ориентировки, приуроченные к прослоям сильно раздробленных доломитов. Отметим, что оба этих направления деформации уже описаны для сводовой части Верховской антиклинали (на удалении от крутой флексуры западного крыла). В обоих случаях присутствует параллельная складчатости система субвертикальных трещин северо-восточного–меридионального простирания, только на предыдущем участке она была связана с флексурным изгибом и поперечным сжатием, а здесь поперек нее наличествует растяжение.

Коробковско-Чухонастовский блок. Палеозойские известняки здесь глубоко погружены и нигде не вскрыты карьерами, а крепкие породы верхнего мела представлены опоками, почти не содержащими зеркала скольжения и плохо обнаженными. В порядке эксперимента были изучены уплотненные глауконитовые пески баррема на восточном крыле Иловлинской антиклинали (в 3 км к северо-западу от с. Гвардейское – около водохранилища на Караульной балке), в которых, как оказалось, при осыпании обнажаются зеркала скольжения с грубыми, но при этом с достаточно заметными штрихами, прорезанными песчинками. Выяснилось, что ориентировка борозд указывает на общую для всего обнажения деформационную обстановку независимо от конкретного направления разрушения. Среди наиболее распространенных систем трещин преобладают правые и левые сбросо-сдвиги запад-северо-западного и север-северо-восточного простираний соответственно, что в совокупности указывает на субмеридиональное укорочение в направлении северо-северо-запад–юг-юго-восток (с наклоном оси σ_3 к северу и югу соответственно)

и удлинение в северо-восточном–юго-западном направлении. Присутствуют и взбросы север-северо-западной ориентировки, образовавшиеся при укорочении в субширотном (восток-северо-восточном) направлении.

Обсуждение результатов. Изложенный мезотектонический материал показывает преобладание сдвиго-раздвиговой ассоциации трещин, образовавшейся в обстановке горизонтального удлинения (растяжения или наименьшего сжатия) и транстензии. При этом горизонтальные проекции осей главного укорочения и удлинения чаще всего ориентированы субширотно – поперек или почти поперек складчатой структуры в каждом конкретном месте (см. рис. 62, Б, В), что убедительно свидетельствует в пользу тектонической природы замеренной трещиноватости и ее генетической связи со складкообразованием. Поскольку последнее происходило на неотектоническом этапе, следует признать, что трещинные мезоструктуры также являются новейшими. Этот вывод подтверждается и независимым от возраста пород поведением мезоструктурных парагенезов: по замерам как в каменноугольных, так и в меловых породах устанавливаются принципиально одни и те же поля деформаций.

Гораздо сложнее сделать заключение относительно конкретного механизма образования складок и флексур, ибо мезотектонические данные демонстрируют приблизительно одинаковое распространение обстановок субширотных сжатия и растяжения¹². Настоящее сжатие во взбросовом поле напряжений, фиксируемое взбросами и стилолитами, локализовано только на крутых субмеридиональных флексурах и иногда в ядрах антиклиналей (Жирновской). Однако вдоль флексур оно всегда сопровождается простым сдвигом (скашиванием) в вертикальной плоскости, который можно объяснить чисто вертикальными блоковыми перемещениями. В некоторых случаях прослеживаются постепенные изменения полей напряжений от ядер к крутым крыльям антиклиналей. Например, в Александровской балке по мере движения от ядра Жирновской складки к крутой флексуре ее западного крыла меридиональные отрывы (широтное растяжение) замещаются широтными отрывами (меридиональное растяжение), а затем – парагенезом меридиональных вертикальных взросов, попутных смещению флексуры, и стилолитов (широтное сжатие). Похожие соотношения наблюдались и в месте перехода от ядра к крутому западному крылу Верховской антиклинали, где отрывы сменяются сначала сдвигами, а затем субвертикальными сколами и стилолитами. На пологих крыльях антиклиналей и в синклиналиях встречается только сдвиго-раздвиговой парагенез структур, составляющий общий фон трещиноватости.

Охарактеризованные особенности распределения мезоструктур разной кинематики могут быть связаны с разнообразными и, может быть, локальными тектоническими обстановками. Например, растяжение на сводах антиклиналей и сжатие на их крыльях способны возникать как при формировании концентрической складчатости в обстановке бокового укорочения, так и при подъеме блоков или диапиров, распирающих свои стенки. Дополнительным аргументом в пользу того, что складчатый пакет Доно-Медведицкой зоны образовался все-таки при сжатии, служит то обстоятельство, что обстановки субширотного укорочения в надвиговом поле напряжений встречены и в ядрах некоторых антиклиналей, например в Жирновской. Тем не менее, исходя только из имеющихся мезотектонических данных, точно ответить на вопрос первой части главы о природе горизонтальных усилий, создавших структурный рисунок (см. рис. 62, Б, В), пока трудно,

¹² Имеются в виду горизонтальные проекции соответствующих осей деформации, так как на самом деле последние часто сильно наклонены к горизонту.

для этого необходимо провести дополнительные мезотектонические наблюдения. Особенно важно получить какой-либо материал о характере поля деформаций в синклиналиях: может быть, именно он покажет региональный деформационный фон, свободный от локальных усложнений в крыльях и ядрах активно растущих антиклиналей.

В заключение раздела отметим некоторое несоответствие между региональным макроструктурным рисунком и мезотектоническим полем деформаций. Как было показано в начале главы, первый из них лучше объясняется формированием в обстановке субширотного сжатия, во втором же – преобладают мезоструктуры растяжения, среди которых немалое значение имеют субмеридиональные сбросы и раздвижки. Причины подобного несоответствия могут быть следующими. Во-первых, этот факт можно объяснить тем, что сжатие происходит в более глубоких горизонтах чехла и в фундаменте, а на поверхность оно передается в основном посредством вертикальных блоковых перемещений. Явление такого рода уже отмечалось выше для Кряжа Карпинского (см. также [Копп, 2000]), характерно оно, как будет показано в следующих главах, и для других регионов: Саратовских и Жигулевских дислокаций, а также Общего Сырта [Копп, Тверитинова, 1999; Копп и др., 2001, 2002a]. Во-вторых, существенное значение может иметь близость Приволжско-Ергенинского уступа и Западно-Прикаспийского прогиба, развивавшихся в обстановке субширотного растяжения (см. главу 5). Конкуренция двух действующих по соседству и способных перекрывать, но при этом принципиально различающихся полей деформаций, могла привести к существенному усложнению мезоструктурного ансамбля. Интересно отметить, что указанное несоответствие наиболее велико на востоке Доно-Медведицкой зоны (ядра Жирновской, Верховской, Арчединской и Иловлинской антиклиналей) и на ее севере (Жирновско-Линевский и, вероятно, Коробковско-Чухонастовский блоки) и уменьшается к югу. Складки Арчединско-Донского блока (кстати, имеющие более линейную конфигурацию по сравнению с таковыми Жирновско-Линевского блока) формировались, судя по результатам изучения трещиноватости, при наибольшей роли поперечного к ним сжатия. Ниже мы попытаемся связать указанные различия поля деформаций для разных частей Доно-Медведицкой зоны именно с влиянием тектонической обстановки в Западном Прикаспии.

6.3. ПОПЫТКА СИНТЕЗА

Можно констатировать, что как макро-, так и мезотектонические данные однозначно свидетельствуют о существенной роли горизонтальных стрессов в деформации Доно-Медведицкой зоны. При этом, однако, ни те, ни другие не способны дать исчерпывающий ответ на вопрос о направлении складкообразующих усилий, и можно рассматривать сразу два противоположных по смыслу механизма: умеренного субширотного сжатия в сдвиговом поле напряжений и столь же умеренного субширотного растяжения – в сбросовом и сбросо-сдвиговом. В таких условиях не последнюю роль в разрешении вопроса о происхождении рассматриваемой зоны дислокаций приобретает дедуктивный анализ особенностей ее структурной позиции и связей с соседними неотектоническими элементами Прикаспия.

Приведенные выше данные о природе Приволжско-Ергенинского уступа и субширотном новейшем растяжении в Западном Прикаспии позволяют выдвинуть гипотезу, что субмеридиональные складки Доно-Медведицкой зоны

образовались в результате компенсации отодвигания к западу борта Западно-Прикаспийского прогиба. Подобное сжатие в поднятом и отодвинутом плече рифта представляет собой обычную черту структуры континентальных областей растяжения; автор его проявления наблюдал в бортах сирийского грабена Эль Габ в зоне Левантинского сдвига [Копп и др., 1999a]. В океанской среде в том же ряду находится широкоизвестное явление *ridge push* – давление срединно-океанических хребтов на окружающие участки океанической коры.

В свете подобного предположения легче понять установленное по мезотектоническим наблюдениям необычное сосуществование и волнообразное чередование в пространстве зон сжатия и растяжения с общим (субширотным) направлением главных осей. Во время периодического усиления рифтогенеза в фундаменте Западного Прикаспия растягивающие напряжения должны были распространяться дальше к западу (соответственно смещался в том же направлении фронт компенсационного сжатия), а его ослабление приводило к обратному результату, и в итоге деформации субширотного сжатия и растяжения могли накладываться одна на другую. В данном смысле вряд ли случайно намечаемое по результатам изучения трещиноватости некоторое оттеснение обстановок субширотного сжатия на самый запад Доно-Медведицкой зоны – в районы Жирновской и Верховской флексур, тогда как субширотное растяжение и субмеридиональное сжатие чаще встречаются на ее востоке (см. рис. 62, Б, В; 63). Становится понятной и заметная концентрация субширотного сжатия на юге Доно-Медведицких дислокаций, в Арчединско-Донском блоке, – если учесть, что он расположен прямо напротив места наибольшего выгибания Приволжско-Ергенинского уступа к западу и соответственного расширения Западно-Прикаспийского прогиба, т.е. там, где можно предполагать увеличение широтного растяжения. В таком аспекте приуроченность компенсационного сжатия к участку наибольшего отодвигания плеча глубинного рифта к западу представляется вполне закономерной.

Приведенные умозаключения окажутся справедливыми только в том случае, если отодвигание к западу стенки Западно-Прикаспийского прогиба действительно происходило неоднородно, наращаясь на широте Волгограда–Камышина. Поэтому проанализируем факты, позволяющие судить о вероятном кинематическом механизме подобной деформации.

Широтное неотектоническое растяжение в Западном Прикаспии сопровождалось заметным меридиональным укорочением. Это было продемонстрировано в предыдущем разделе на примере Приволжско-Ергенинского уступа, где меридиональный сброс, слегка изгибаясь на юге и севере до север-северо-западного и север-северо-восточного простираний, приобретает соответственно право- и левосдвиговую компоненты. Далее к югу Ергенинский уступ плавно сочленяется с правыми сдвигами северо-западной ориентировки. Ясно, что деформация в сдвиговом поле напряжений должна сопровождаться искажением горизонтальных пропорций деформируемого объема уже не по одной (как в сбросовом поле), а по двум координатам. Напомним также о рассматривавшихся нами признаках противочасового вращения вокруг вертикальной оси правых сдвигов Кряжа Карпинского. Забегая вперед, отметим, что такое вращение (только уже по часовой стрелке) намечается и в особенностях структурного рисунка распространенных севернее левых сдвигов Жигулей и Общего Сырта.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что новейшая деформация Западного Прикаспия в горизонтальной плоскости осуществлялась посредством меха-

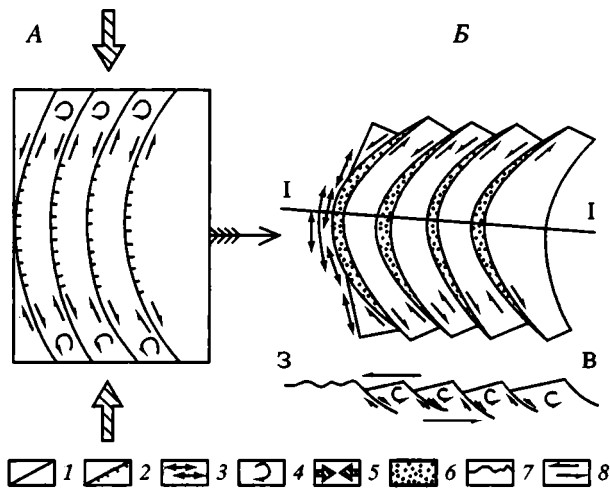


Рис. 64. Предполагаемый кинематический механизм растяжения фундамента западной части Прикаспийской впадины

A – в начале деформации (план); *B* – в конце деформации (план). Внизу – схематический профиль по линии I–I (вертикальный разрез); 1 – сдвиги (в плане) и сбросы (на вертикальном разрезе); 2 – сбросы (в плане); 3 – структуры сжатия, компенсирующие продольное удлинение деформируемого объема; 4 – направление поворота блоков; 5 – направление регионального меридионального сжатия; 6 – участки максимального поперечного удлинения (полугрabenы); 7 – компенсационные структуры сжатия (на вертикальном разрезе); 8 – направление простого сдвига (скашивания) в вертикальной плоскости

Fig. 64. Inferred kinematics of extension of the western Peri-Caspian basin: general schemes, plan

A – before deformation; *B* – after deformation. Below is a schematic vertical section along I–I line; 1 – strike-slip faults (plan) and normal faults (vertical section); 2 – normal faults (plan); 3 – compressional structures compensating longitudinal lengthening of the deformed area; 4 – block rotation; 5 – orientation of regional meridional compression; 6 – half-grabens; 7 – compressional structures compensating longitudinal lengthenings of the deformed area (vertical section); 8 – direction of simple shear in vertical plane

низма чистого сдвига, где работали две системы сопряженных сколов (в вертикальной же плоскости, как было показано ранее, она происходила по принципу простого сдвига, что доказывается подавляющим развитием здесь единственной системы сколов: антитетических сбросов восточной экспозиции). По кинематике деформации территорию Западного Прикаспия можно сравнить с концентрической складкой продольного изгиба, только повернутой в горизонтальную плоскость (рис. 64). Крылья такой складки в процессе ее формирования вращаются навстречу друг другу, и взаимное проскальзывание “слоев” (которые в данном случае символизируют блоки, разделенные сдвигами) наращивает призматические зияния, приобретающие форму изогнутых линз. В обычных вертикальных складках такие зоны разрежения межпластового пространства, как известно, заполняются нагнетаемым материалом пластичных слоев либо вторичными минералами, формирующими седловидные жилы. Аналоги же таких зон разрежения в горизонтальной плоскости способны образовывать бассейны растяжения, постепенно расширяющиеся в сторону вершины горизонтальной складки. Поскольку в случае горизонтальной деформации отсутствует свободная граница – поверхность Земли, происходящее в сплошной среде выгибание “замка” на периферии должно компенсироваться сжатием.

Анализ кинематики деформации позволяет объяснить и наблюдаемые инверсионные соотношения структуры чехла и фундамента Доно-Медведицкой зоны, в частности, выполаживание и вырождение складок вниз по разрезу.

Как видно на рис. 64 (внизу), при скашивании по типу простого сдвига в вертикальной плоскости за счет антитетических сбросов восточной экспозиции нижняя часть деформируемого объема (в данном случае – фундамент Прикаспийской синеклизы) уходит относительно к востоку, а верхняя – к западу, соответственно большее давление с восточной стороны на периферии растягивающегося объема будут испытывать именно верхние горизонты чехла, что и имеет место на самом деле.

6.4. ВЫВОДЫ

Доно-Медведицкие дислокации издавна считались примером структур, развивавшихся в связи с длительно действовавшими, преимущественно вертикальными силами локального внутриплатформенного происхождения. Однако анализ палеогеографических материалов показывает, что в палеозое эта территория развивалась в существенной иной обстановке, нежели в мезозойское и особенно в кайнозойское время. Интенсивное тектоническое расчленение, происходившее в девоне–карбоне, скорее всего, было связано с растяжением края Прикаспийской синеклизы (в среднем девоне) и последующим пострифтовым проседанием (поздний девон–карбон). Эти процессы сформировали бортовой уступ Прикаспийской синеклизы и осложняющую его систему пологих наклонных блоков фундамента.

Современная же складчатая структура Доно-Медведицких дислокаций сформировалась в постэоценовое время (предположительно начиная со среднего–позднего миоцена) одновременно с другими внутриплитными дислокациями подобного рода, и развивалась она, безусловно, в связи с общей позднеальпийской активизацией юго-восточного края Восточно-Европейской платформы, вызванной коллизионными процессами на Кавказском отрезке Альпийского пояса. Главные особенности структурного рисунка и трещиноватости зоны позволяют в первом приближении считать, что составляющие ее субмеридиональные складки образовались при субширотном ориентированном умеренном боковом сжатии. Вместе с тем, последнее в ряде мест сменяется по латерали обратным по действию субширотным же растяжением (а иногда и сосуществует с ним в одной точке).

Подобный сложный характер пространственного распределения новейших напряжений с накладываются полями и волнообразно чередующимися участками проявления субширотного горизонтального укорочения и удлинения наряду с приуроченностью Доно-Медведицких дислокаций к месту максимального расширения Западно-Прикаспийского новейшего прогиба позволяют выдвинуть предположение о том, что субширотное сжатие компенсировало субширотное же растяжение последнего. С этим согласуется установленная по мезотектоническим данным концентрация субширотного сжатия на самом западе Доно-Медведицкой зоны (тогда как субширотное растяжение и субмеридиональное сжатие чаще встречаются на ее востоке, т.е. вблизи Приволжского уступа и Западно-Прикаспийского прогиба) и юге, в Арчединско-Донском блоке, расположенном прямо напротив места наибольшего выгибания Приволжско-Ергенинского уступа к западу – т.е. там, где широтное растяжение предположительно особенно велико.

САРАТОВСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Саратовские внутриплитные дислокации, как и Доно-Медведицкие, образовались после эоцена в результате смятия осадков клиноформы западного бортового уступа Прикаспийской синеклизы (или, как считают некоторые авторы, самой южной ветви Пачелмского авлакогена). Они также возникли не без участия горизонтального сжатия, о чем здесь свидетельствуют бескорневой и даже инверсионный характер складок по отношению к структуре фундамента [Алешечкин и др., 1983; Грекова, 1975] (своего рода “корень гор”), их линейная конфигурация, наличие крутых флексур и, самое главное, признаки взбросовой тектоники, выявленные по данным бурения и геофизики [Грекова, 1975; Машкович и др., 1970]. Вместе с тем сжатие было невелико, так как здесь же присутствуют сбросы, пологие флексуры и куполовидные складки. Прихотливый структурный план Саратовских дислокаций (рис. 65–67), с пересекающимися дугообразными и даже кольцевыми флексурами и валами, как будто не поддается интерпретации с позиций однонаправленного горизонтального сжатия и приводит к мысли о примате вертикальных движений блоков. Тем не менее попытаемся доказать, что и этот факт можно объяснить однонаправленным субмеридиональным укорочением (сжатием или наименьшим растяжением), вызванным давлением с юга.

Хотя Саратовские дислокации относительно невелики (всего 100 км в перечнике), их изучение позволяет поставить некоторые принципиальные вопросы внутриплитной неотектоники, в числе которых: соотношение горизонтальной и вертикальной составляющих деформации в плане и вертикальном разрезе, горизонтальная динамическая зональность неотектонического поля напряжений, а также возможность привлечь коллизионные процессы в Альпийском поясе для объяснения структурообразования на столь удаленных от последнего участков платформы, и др. Эти вопросы разрешаются здесь на основе трех подходов: анализа материалов о возрасте и истории развития дислокаций; анализа регионального макроструктурного рисунка, что позволяет наметить векторы перемещения блоков, и мезотектонических наблюдений, нацеленных на реконструкцию ориентировок главных осей поля деформаций [Копп и др., 2001].

7.1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Ряд особенностей современного структурного плана Саратовских дислокаций унаследован с рифея–первой половины палеозоя, когда возникли Прикаспийская синеклиза и система сбросов запад-северо-западного простирания; последняя связана с Пачелмским (Рязано-Саратовским) авлакогеном [Алешечкин и др., 1983; Горьков, 1977; Грекова, 1975; Оффман и др., 1969]. Геодинамическая обстановка тогда характеризовалась вертикальным проседанием и, может быть, растяжением в север-северо-восточном направлении, о чем свидетельствует антитетический перекосяк блоков в вертикальном сечении [Алешечкин и др., 1983]. Особенно сильное расчленение коры, вероятно, связанное с рифтогенезом, сопутствовавшим образованию Прикаспийской синеклизы, относится к эйфелю–раннему франу, когда отлагалась мощная (до 1–1,5 км) толща терригенных осадков. Тектонический рельеф того времени был, однако, противополо-

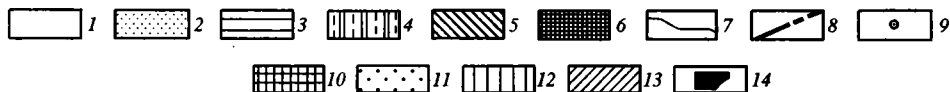
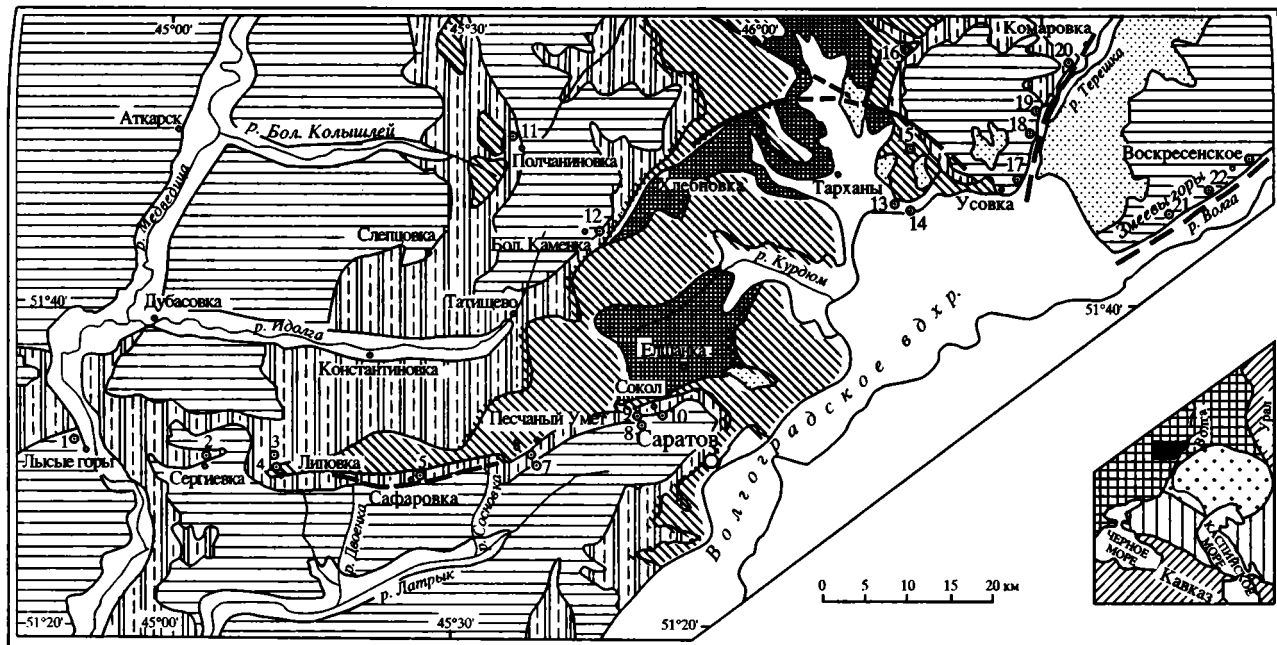
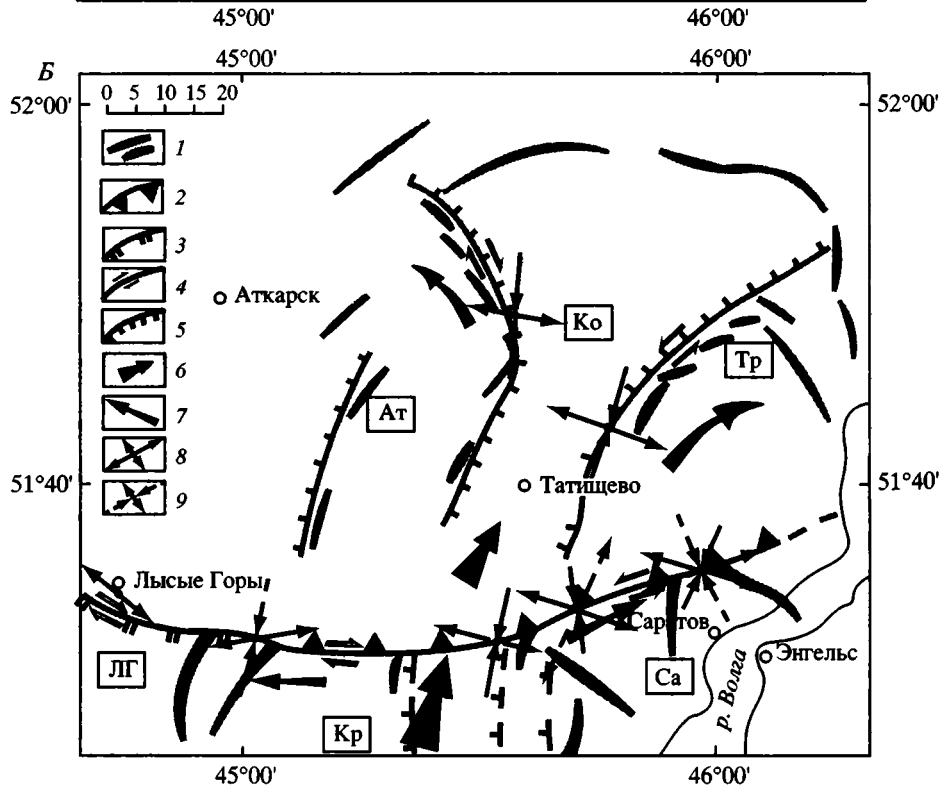
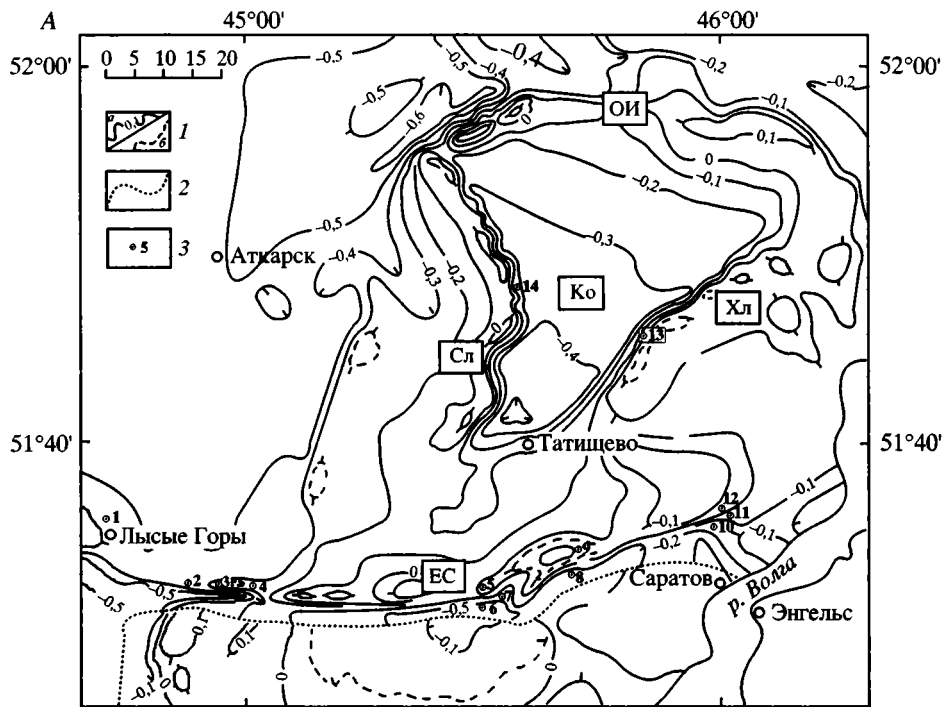


Рис. 65. Геологическая карта Саратовских дислокаций (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР, масштаб 1:200 000)

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – палеоген; 4 – верхний мел; 5 – нижний мел; 6 – юра; 7 – геологические границы; 8 – разрывы; 9 – станции наблюдения трещиноватости. На врезке: 10 – Восточно-Европейская платформа; 11 – Прикаспийская синеклиза; 12 – Скифско-Туранская платформа; 13 – складчатые области; 14 – рассматриваемый район

Fig. 65. Schematic geological map of Saratov deformations. Inset map shows location of the area

1–6 – sedimentary rocks: 1 – Quaternary; 2 – Pliocene; 3 – Paleogene; 4 – Upper Cretaceous; 5 – Lower Cretaceous; 6 – Jurassic; 7 – geologic boundaries; 8 – faults; 9 – sites of mesotectonic observation. For inset only: 10 – East European craton; 11 – Peri-Caspian syncline; 12 – Scythian-Turanian platform; 13 – orogenic belts; 14 – study area



жен современному: на месте нынешних крупных синклиналей находились горсты, а на месте валов – грабены. Среднефранское–артинское время – этап нивелировки мелких неоднородностей дифференцированного рельефа предшествующего этапа – сопровождалось усилением общего прогибания и отложением карбонатных толщ мощностью до 2–3 км. На структуры северо-западного направления наложилась поперечная им (наклон на юго-восток) моноклираль, обращенная к интенсивно прогибавшейся в то время Прикаспийской синеклизе. Особенно резко эта бортовая флексура обозначилась в кунгуре–триасе, когда в центральной части синеклизы накопились огромные массы эвапоритов и краснокварцев (мощность до 4 км), а Воронежский массив вместе с соседними Саратовскими дислокациями вышел из-под уровня моря.

Период субаэрального развития продолжался вплоть до конца средней юры, когда море опять залило рассматриваемую территорию. Маломощные (0,6–0,8 км) юрско-эоценовые осадки состоят из двух комплексов: юра–сеноман – сланцеватые темные глины и пески, турон–эоцен – опоки с прослоями мелоподобных известняков, мергелей и (палеоген) известковистых песчаников. Палеозойский структурный план оказался погребенным, и слои юры–эоцена образуют меридиональную Ульяновско-Саратовскую синеклизу, осевая зона которой маркируется Корсаковской и Карамышской синклиналями. Таким образом, возникновение прообраза последних относится именно к данному времени, однако разделяющие их валы еще не существовали.

Многие нынешние локальные структуры приурочены к зонам древних разломов, поэтому долго развивалось представление об унаследованном росте складок со среднего палеозоя [Грекова, 1975; Оффман и др., 1969]. Вместе с тем большинство современных авторов сходятся в том, что основное развитие дислокаций относится к новейшему этапу [Алешечкин и др., 1983; Машкович и др., 1970; Карта новейшей тектоники..., 1981; Четвертичные отложения..., 1978], и об этом можно судить хотя бы по тому, что в строении последних участвует эоцен. Точное время их возникновения неизвестно, поскольку осадки верхнего эоцена–миоцена отсутствуют, и на размытые своды складок ложатся сразу плиоценовые (акчагыльские) (см. рис. 65). По аналогии со Скифской плитой, где ши-



Рис. 66. Структурный рисунок и геокинематика Саратовских дислокаций

А – структурная карта (по Ю.Д. Горькову, С.П. Козленко, 1979 г., с упрощениями): 1 – стратозиогипсы по реперам внутри юры и мела (а – основные, проведенные через 100 м; б – дополнительные, проведенные через 50 м); 2 – границы участков с разным возрастом стратозиогипса; 3 – станции мезотектонических наблюдений. Наименования структур: ЕС – Елшанско-Сергиевский вал, Ко – Корсаковская синклиналь, ОИ – Оркинско-Ириновский вал, Сл – Слепцовский вал, Хл – Хлебновский вал.

Б – геокинематическая карта: 1 – оси линейных складок и флексуры; 2 – взбросы и надвиги; 3 – субвертикальные взбросы (взрезы); 4 – сдвиги; 5 – сбросы; 6 – направление действующего давления; 7 – направление латерального выжимания блоков; 8 – направления горизонтальных проекций осей сжатия и растяжения, определенные по данным изучения трещинных мезоструктур; 9 – то же, второстепенные и предположительные. Наименования блоков: Ат – Аткарский, Кр – Карамышский, Ко – Корсаковский, ЛГ – Лысогорский, Са – Саратовский, Тр – Тарханский

Fig. 66. Structural pattern and geokinematics of Saratov deformations

А – structural map (simplified after Yu.D. Gor'kov and S.P. Kozlenko, 1979): 1 – structural contour lines drawn over reflectors in Jurassic and Cretaceous sediments at an interval of 100 m (a) and 50 m (b); 2 – limits of areas where structural contour lines change in age; 3 – sites of mesotectonic observation. Abbreviations: EC – Elshanka-Sergievka swell, Ko – Korsakovka syncline, OI – Orkino-Irinovka swell, Sl – Sleptovka swell, Хл – Khebnovka swell

Б – geokinematic map (compiled by the present author): 1 – axes of linear folds and flexures; 2 – reverse faults and thrusts; 3 – subvertical reverse and normal faults; 4 – strike-slip faults; 5 – inclined normal faults; 6 – orientation of acting pressure; 7 – directions of lateral block squeezing-out; 8 – orientation of horizontal projections of compression and extension axes by data on mesotectonic fracturing; 9 – the same, minor and presumed. Blocks (abbreviations): Ат – Atkarsk, Кр – Karamysh, Ко – Korsakovka, ЛГ – Lysye Gory, Са – Saratov, Тр – Tarkhany

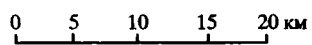
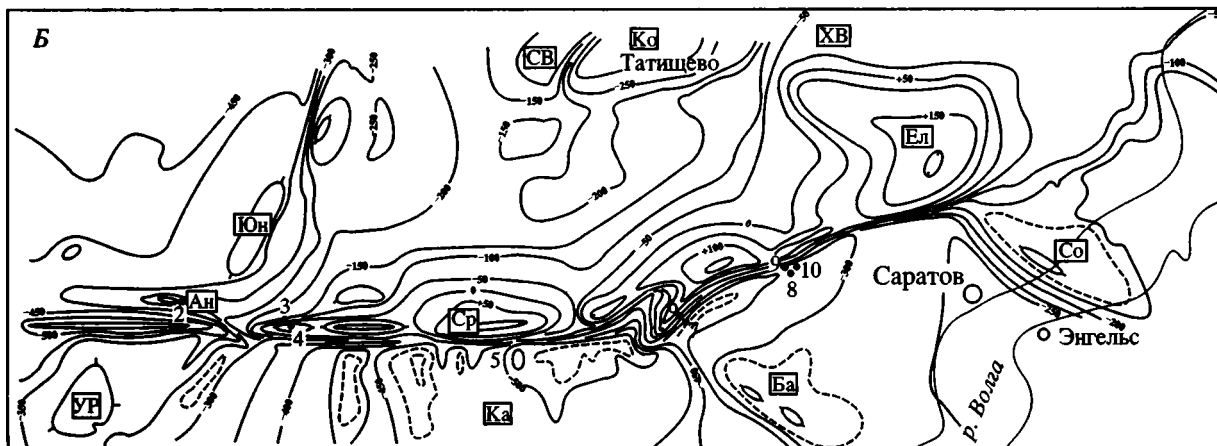
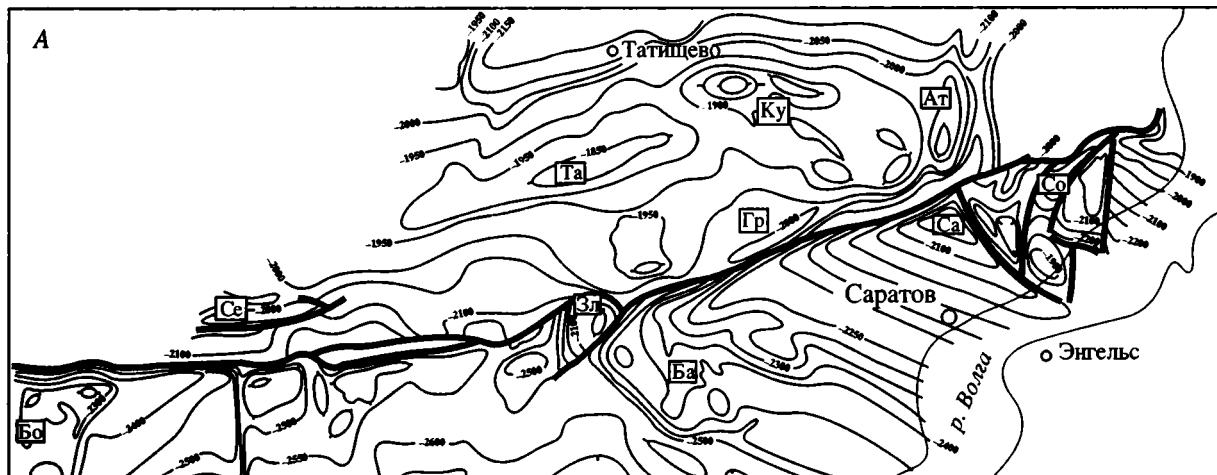
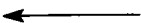


Рис. 67. Структурные карты района Елшанско-Сергиевской флексуры (по Ю.Д. Горькову, С.П. Козленко, 1979 г.)

А – по кровле девона; Б – по кровле батского яруса юры: 1 – стратозиогипсы (а – основные, б – дополнительные); 2 – разрывы; 3 – станции наблюдений трещиноватости. *Наименования структур:* на А: *антиклинали:* Ат – Атамановская, Ба – Багаевская, Гр – Грузиновская, Эл – Злобинская, Ку – Курдюмовская, Са – Саратовская, Се – Североозерская, Со – Соколовогорская, Та – Татищевская, Ур – Урицкая. На Б: *антиклинали:* Ан – Андреевская, Ба – Багаевская, Ел – Елшанская, СВ – Слепцовский вал, Со – Соколовогорская, Ср – Суrowsкая, Ур – Урицкая, ХВ – Хлебновский вал, Юн – Юнгеровская; *синклинали:* Ка – Карамышская, Ко – Корсаковская

Fig. 67. Structural maps of the Elshanka-Sergievka flexure area (after Yu.D. Gor'kov and S.P. Kozlenko, 1979)

A – structural contour lines drawn over the top of the Devonian sequence; B – structural contour lines drawn over the top of the Bathonian (Jurassic) sequence: 1 – structural contour lines, m: main (a), additional (b); 2 – faults; 3 – sites of mesotectonic observation. *Structures (abbreviations):* for A: *anticlines:* Ат – Atamanovka, Ба – Bagaevka, Гр – Gruzinovka, Эл – Zlobinka, Ку – Kurdyumovka, Са – Saratov; Се – Severozero, Со – Sokol'i Gory, Та – Tatischchevo; Ур – Uritsk. For B: *anticlines:* Ан – Andreevka, Ба – Bagaevka, Ел – Elshanka, СВ – Sleptsovska swell, ХВ – Khlebnovka swell, Со – Sokol'i Gory, Ср – Surovka, Ур – Uritsk, Юн – Yungerovka; *synclines:* Ка – Karamysh, Ко – Korsakovka



ре представлен неоген, можно предполагать, что деформации происходили в аттическую и роданскую фазы Г. Штилле (здесь – поздний сармат–ранний плиоцен) [Копп, 2000; Копп и др., 19996], см. также главы 4 и 5. Развитие структур продолжалось и в конце плиоцена–квартере (валахская фаза), о чем свидетельствуют заметный наклон ачкагельских отложений (и одновозрастной абразионной террасы) в Терешкинском и Змеегогорском блоках, увеличение мощности континентальных осадков плиоцена–квартера к центру больших мульд [Алешечкин и др., 1983; Цыганков и др., 1975] и особенности четвертичного рельефа [Горелов, 1957; Цыганков и др., 1975; Четвертичные отложения..., 1978]. Еще раз напомним, что в то же самое время (поздний миоцен–квартер) формировался и Большой Кавказ.

Таким образом, причину некоторого совпадения новейших дислокаций со среднепалеозойскими разломами следует искать не в длительности их развития, тем более, что, как уже говорилось выше, среднепалеозойский структурный план в последующее время только нивелировался и искажался, а в чем-то ином: по-видимому, в том, что именно среднепалеозойские движения, будучи (до новейших) особенно интенсивными и дифференцированными в рассматриваемом районе, создали ту главную систему реологических неоднородностей коры, которую вынуждены были учитывать и наложенные новейшие деформации. Кроме того, как будет показано ниже, кайнозойские движения происходили в совершенно иной динамической обстановке, нежели палеозойские. Если тогда существовали условия субмеридионального растяжения или по крайней мере вертикального проседания, то уж никак не сжатия, то в кайнозое, напротив, имеются вполне определенные признаки сжатия.

7.2. ОСОБЕННОСТИ МАКРОСТРУКТУРНОГО РИСУНКА

Геологическое строение и тектоника района Саратовских дислокаций хорошо изучены [Алешечкин и др., 1983; Горьков, 1977, 1979; Грекова, 1975; Машкович и др., 1970; Оффман и др., 1969; Семихатов, 1926]. Центральной структурой здесь является Елшанско-Сергиевский вал субширотного простираения (рис. 66–68), протягивающийся более чем на 100 км от города Лысье Горы до Саратова и далее в Саратовское Заволжье. Южное крыло вала осложнено флек-

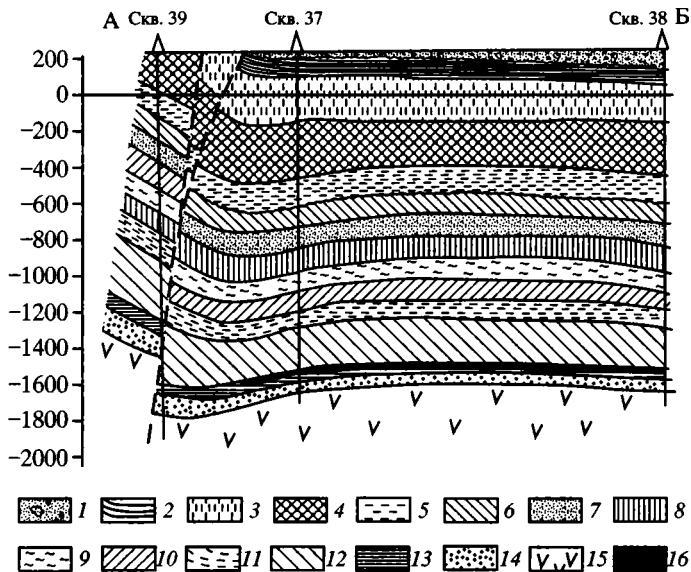


Рис. 68. Геологический разрез Елшанско-Сергиевского вала [Машкович и др., 1970]

1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2–15 – кровли стратиграфических подразделений: 2–4 – ярусов мела (2 – маастрихта, 3 – кампана, 4 – альба); 5 – батского яруса средней юры, 6 – гзельского яруса верхнего карбона, 7–10 – горизонтов московского яруса среднего карбона (7 – мячковского, 8 – подольского, 9 – каширского, 10 – верейского); 11 – башкирского яруса среднего карбона; 12 – визейского яруса нижнего карбона; 13–15 – горизонтов турнейского яруса нижнего карбона (13 – тульского, 14 – бобриковского, 15 – малевского); 16 – залежь газа

Fig. 68. Geologic section of the Elshanka-Sergievka Swell [Машкович и др., 1970]

1–15 – stratigraphic units: 1 – Quaternary and Neogene sediments; 2–15 – tops of stratigraphic units: 2–4 – Cretaceous stages (2 – Maestrichtian, 3 – Campanian, 4 – Albian); 5 – Bathonian, Middle Jurassic, 6 – Gzhelian, Upper Carboniferous; 7–10 – horizons of the Moscowian, Middle Carboniferous (7 – Myachkovo, 8 – Podol'sk, 9 – Kashira, 10 – Vereya); 11 – Bashkirian, Middle Carboniferous; 12 – Visean, Lower Carboniferous; 13–15 – horizons of the Toumaysian, Lower Carboniferous (13 – Tula, 14 – Bobriki, 15 – Malevka); 16 – gas pools

ксурой с наклоном слоев мела до 40–60°; при этом особенно крутые падения, вплоть до запрокинутых, отмечаются в слегка выгибающейся к югу ее центральной части в районе сс. Сафаровка–Песчаный Умёт. Северное крыло вала, в отличие от южного, наклонено полого, а его вершина, сложенная юрскими глинами, возвышается на 500–600 м над расположенной южнее Карамышской синклинали с эоценом в ядре. Как показало глубокое бурение [Машкович и др., 1970], резкая асимметрия поперечного профиля связана с наличием глубинного взброса под Елшанско-Сергиевской флексурой. Резче всего разрыв выражен в нижних горизонтах чехла, где сдвигается тульский горизонт нижнего карбона; стратиграфическая амплитуда смещения достигает 400 м. Меньше ясности относительно строения взброса вверх: согласно более ранней трактовке, он пререзает весь осадочный чехол [Машкович и др., 1970], однако в более поздних схемах предполагается его постепенное затухание в сторону поверхности и смещение флексурой (Н.В. Грекова и др., 1982 г.; Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979 г.). Судя по наблюдавшемуся нами в районе с. Сафаровка чрезвычайно близкому соседству запрокинутых к югу песков сеномана и субгоризонтально залегающих песчаников и опок палеоцена, здесь выпадает из разреза существенная (мощность около 100 м) сенонская часть разреза, что свидетельствует в пользу первой точки зрения. В любом случае, однако, амплитуда

смещения по разрыву вниз возрастает. Сам же Елшанско-Сергиевский вал гораздо лучше выражен в верхних горизонтах чехла (на глубине ему отвечает грабенообразная депрессия в девонских отложениях – ср. рис. 67, А и Б), так что здесь наверняка имело место нагнетание пластичных пород юры и пермотриаса (включая кунгурские соли), происходившее в обстановке сжатия над привзбросовым уступом.

Характерно, что в южном крыле взброса присутствует прогибающаяся к нему линейная синклиналь, осложняющая плоскую Карамышскую мульду (см. рис. 67, Б и 68), таким образом, здесь можно увидеть ассоциацию с системой складчатая зона – передовой прогиб (зона поддвига). Особенно резко линейная предвзбросовая депрессия выражена в структуре мезозойско-палеогеновых отложений, тогда как кровля девона здесь, наоборот, поднята.

Елшанско-Сергиевская флексура имеет восток-северо-восточное ($70\text{--}80^\circ$) простирание, которое, однако, нарушается по крайней мере двумя изломами, после которых она принимает северо-восточное ($55\text{--}70^\circ$) и запад-северо-западное ($280\text{--}290^\circ$) направления, на востоке и западе соответственно. Особенно заметен длинный восточный излом, продолжающийся далеко в Заволжье. На участках изгибов флексуры и контролирующего ее взброса частные брахискладки Елшанско-Сергиевского вала расположены кулисно, что свидетельствует о сдвигах: правом – на западе и левом – на востоке (если исходить из того, что взброс и флексура образовались при субмеридиональном сжатии). Напротив выпуклой к югу центральной части флексуры Елшанско-Сергиевский вал наиболее узок (пережат?), его южное крыло наклонено особенно круто.

В свете высказанных предположений о наличии сдвиговой компоненты весьма интересен структурный рисунок территории, расположенной к югу от Елшанско-Сергиевского вала. Здесь развиты диагональные и поперечные складки и флексуры, весьма резко, а иногда и под прямым углом сочленяющиеся с валом (см. рис. 66, 67). При этом на востоке данной территории, около Саратова и в Заволжье (Багаевское, Соколовогорское поднятия и Степновский вал), складки ориентированы в северо-западном–меридиональном направлении, а на западе (Урицкое и Восточно-Урицкое поднятия) – в северо-восточном. Иными словами, они везде почти перпендикулярны соответствующим участкам излома Елшанско-Сергиевской флексуры, что характерно для структур сжатия, компенсирующих сдвиговое перемещение.

О присдвиговой природе рассматриваемых структур свидетельствует и тот факт, что они в наибольшей степени приподняты около предполагаемого сдвига и постепенно погружаются по мере удаления от него (аксоноклинали, или “складки-ножны”). Показательно, что почти все складки данной группы асимметричны, причем складки, находящиеся в тыловой части сдвинутых блоков (Восточно-Урицкое поднятие – на западе, Багаевское и Соколовогорское – на востоке), слегка завалены к Карамышской синклинали, т.е. навстречу движению; те же из них, которые приурочены к фронтальным частям блоков (Урицкое поднятие – на западе и Степновский вал – на востоке), скошены в противоположную сторону, т.е. попутно движению. Фронтальные складки имеют наибольшую протяженность и выгнуты в сторону смещения блока в виде дуг большого радиуса кривизны, а тыловые – короче, и если бывают изогнуты (Багаевское и Соколовогорское поднятия), то в противоположную сторону. Именно такую типовую морфологию и имеют присдвиговые складки, компенсирующие латеральное выжимание блока [Копп, 1997, рис. 27], причем отличия более тыловых структур от более фронтальных в области сгруживания выжатого материала связаны с обстановкой структурной тесноты в зоне отрыва блока и, на-

оборот, с большим свободным пространством впереди (иначе не было бы самого сдвигового перемещения в данном направлении).

Более проблематично отнесение к структурам сжатия субмеридиональных флексур и брахискладок, находящихся напротив центрального (субширотного) отрезка Елшанско-Сергиевской флексуры. Они достаточно протяженны (до 20–30 км), однако от вышеохарактеризованных присдвиговых складок на флангах последней их отличает недостаточная выраженность периклиналей и пологих крыльев, сливающихся с главным днищем Карамышской мульды. Так что вероятнее всего они связаны со сбросами, разделяющими слабо наклоненные блоки. Особенно хорошо эти уступы выражены для уровня девонских отложений (см. рис. 67, А), что позволило некоторым исследователям считать их элементами герцинской структуры [Алешечкин и др., 1983]. Однако этому противоречит тот факт, что уступы, имея торцевое сочленение с Елшанско-Сергиевской флексурой послезоценового возраста, не продолжают за нее к северу и, таким образом, должны быть ей одновозрастны. Кроме того, в интерпретациях геолого-геофизических материалов (Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979 г.) эти же уступы (в сглаженной форме и часто с обратной экспозицией) все-таки изображаются на структурных картах мезозоя (см. рис. 67, Б), так что здесь можно видеть проявление охарактеризованной выше дисгармонии. При этом в нижних горизонтах чехла сбросовые уступы обращены к востоку, в сторону Прикаспийской синеклизы, а в верхних (уровень юрских отложений) – чаще к западу. Важно подчеркнуть, что уступы подобной (западной) экспозиции хорошо читаются и в строении всех развитых здесь субмеридиональных долин мелких рек (Сосновки, Двоенки и др.), которые резко асимметричны в поперечном сечении и имеют обрывистые восточные борта и пологие западные. На цифровых картах рельефа их крутые склоны дешифрируются в виде линеаментов. Все это позволяет считать, что и данные уступы на самом деле имеют новейший возраст, а то, что они лучше выражены на глубине, связано с тем, что деформация идет от фундамента.

Структурный рисунок области, расположенной к северу от Елшанско-Сергиевского вала, особенно сложен. К пологому северному крылу одноименного вала здесь подходят в целом субмеридиональные, но сильно изогнутые в плане Слепцовский и Хлебновский валы (см. рис. 66, 67) с нижнемеловыми и юрскими отложениями в ядрах соответственно. Оба они плавно выгибаются в сторону разделяющей их Корсаковской депрессии и обращены к ней крутыми (до 30–40°) крыльями [Семихатов, 1926], что в совокупности может быть признаком их некоторого поперечного сжатия и глубинного надвигания. Однако никаких взбросовых перекрытий здесь пока не обнаружено. Не в пользу сильного поперечного сжатия свидетельствует и прямой характер выражения валов на глубине, в структуре среднего палеозоя (признак отсутствия сильного нагнетания). Однако есть предположения, что дисгармония могла проявиться ниже, на границе с фундаментом, который поднят в Аткарской мульде сразу к западу от Слепцовского вала [Алешечкин и др., 1983; Грекова, 1975].

Несомненным здесь является участие сдвиговой деформации, выраженной эшелонированным расположением локальных брахискладок внутри обоих валов (см. рис. 66 и 67, Б), особенно на их диагональных (северо-западного или северо-восточного простирания) отрезках. При этом, если исходить из ориентировки Елшанско-Сергиевского взброса, указывающей на субмеридиональное направление регионального сжатия, то, судя по знаку кулистности, Слепцовский вал должен сопровождаться правым сдвигом, а Хлебновский – левым. Именно с таким знаком сдвигов согласуются и многие особенности строения соседних

участков. Так, в южной части Корсаковского блока, который должен был переместиться к югу, резко выкручивается пологое северное крыло Елшанско-Сергиевского вала [Семихатов, 1926]. Зато в южной части предположительно сдвинувшегося к северу Тарханского блока, расположенного к востоку от Хлебновского вала, слои залегают полого, и к этому месту приурочен изометричный Елшанский купол – криптодиапир, очевидно, внедрившийся в обстановке некоторого растяжения кровли. В северной же части этого блока, где горизонтальное перемещение должно компенсироваться сжатием, стиль структуры совсем другой: здесь присутствуют линейные антиклинали (Ириновская, Радищевская и др.), сопровождающиеся крутой флексурой на восточном крыле. Эти складки субмеридиональны и торцово сочленяются с Хлебновским валом, который на данном отрезке ориентирован в восток-северо-восточном–широтном направлении, сопровождаясь дугообразным продольным разрывом. Последний смещает влево на расстояние около 1 км полосу меловых образований в зоне вышеупомянутой флексуры [Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, лист М-38–V, 1966] (см. рис. 65).

Наиболее северный элемент Саратовских дислокаций – сильно выгнутый к северу и скошенный в этом же направлении (в вертикальном разрезе) Оркинско-Ириновский вал. Будучи сложен в ядре теми же меловыми отложениями, по амплитуде он заметно превышает все остальные валы, включая Елшанско-Сергиевский (Ю.Д. Горьков, С.П. Козленко, 1979 г.). Локальные брахискладки в его своде расположены кулисно, возможно, в связи со сдвиговой деформацией, однако особенности их расположения пока неясны. На участках сочленения со Слепцовским и Хлебновским валами Оркинско-Ириновский вал перегораживает их северные концы, продолжаясь на вышеупомянутые поперечные присдвиговые складки, что указывает на одновременность образования и парагенетичность структур разного простиранья.

В заключение коснемся особенностей структурного рисунка **в районе р. Терешки и Змеевых гор**. Этот участок расположен уже к северо-востоку от собственно Саратовских дислокаций, однако тоже важен для понимания их природы. Стиль его строения определяют полого наклоненные к западу узкие мел-палеогеновые моноклинали северо-восточного простиранья, разделенные флексурами восточной экспозиции. Последние выражены в рельефе крутыми и даже обрывистыми восточными склонами, к которым прислонены прямолинейные и циркообразные в плане участки речных долин Терешки и Волги, по конфигурации напоминающие сбросы. В пользу того, что флексуры образовались при растяжении, а не сжатии, может свидетельствовать их пологий (до 5–10°) наклон, чем они отличаются от всех описанных ранее. Система разделенных уступами, сильно асимметричных водоразделов с пологими западными склонами конформна структуре мел-палеогеновых слоев и напоминает наклонные блоки, разделенные листрическими сбросами.

Резюме. Можно констатировать, что многие черты макроструктурного рисунка Саратовских дислокаций указывают на то, что они формировались в поле горизонтальных стрессов и перемещений. Об этом прежде всего свидетельствуют надвзбросовый характер субширотной Елшанско-Сергиевской флексуры, а также наличие сдвиговой компоненты по ее краям (где простиранье флексуры отклоняется от строго широтного к диагональному) и сдвиги вдоль Слепцовского и Хлебновского валов. Судя по взаимному расположению и ориентировке этих структур разной кинематики, они возникли при субмеридиональном укорочении (возможно, сопровождавшемся некоторым поддвигом к северу в зоне Елшанско-Сергиевской флексуры) и субширотном удлинении. Первое лучше

выражено на юге, а второе – на севере, и это позволяет предполагать, что источник действовавшего давления находился на юге. Симметрично расходящиеся сдвиги разного знака – Слепцовский и Хлебновский – вместе с клиновидным блоком между ними могут соответствовать структуре типа горизонтального грабена [Копп, 1997], образующейся на “своде” выгибающейся в сторону давления горизонтальной складки. Кроме того, присутствие поперечных складок около сдвигов указывает на вероятность латерального выжимания блоков к западу и особенно к востоку.

7.3. МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Вводные методические замечания. Замеры производились главным образом в породах верхнего мела–эоцена, представленных рыхлыми глауконитовыми песчаниками (сеноман), крепкими кварцевыми песчаниками (палеоцен–эоцен), мелоподобными известняками и опоками (турон–палеоцен). Наилучшие результаты получены для крепких песчаников и мелоподобных известняков, наихудшие – для опок, где практически отсутствуют настоящие зеркала скольжения и очень редко встречаются жилы.

Данные обрабатывались тремя способами, которым соответствуют три вида представляемых материалов: 1) стереограммы плотности трещин разных кинематических типов, построенные для всего района в целом (рис. 69); 2) стереограммы полюсов трещин для наиболее интересных станций наблюдения (рис. 70) и 3) карты поля деформаций, полученные в результате компьютерной обработки всех замеренных направлений борозд скольжения по программе О.И. Гущенко и А.Н. Мострюкова [Гущенко, 1996] (рис. 71). Используемая модификация программы была применима только для зеркал скольжения, тогда как жилы, отрывы и стилолиты, а также зоны простого сдвига и малоамплитудные разрывы (для которых точно неизвестны наклоны плоскости сместителя и вектора смещения) на время обработки наших материалов по Саратовским дислокациям программой не охватывались¹³. При группировке отсеивались статистически непредставительные замеры, число которых было меньше шести в круге с радиусом осреднения 0,3°. В частности, не перешагнули этот барьер взбросовые трещины, регулярно встречающиеся на центральном отрезке Елшанско-Сергиевской флексуры.

Общая характеристика трещиноватости. В районе преобладают круто наклоненные (60–90°) мезоструктуры самых разнообразных простираний, с некоторым преобладанием субмеридиональных и диагональных направлений, тогда как чисто широтные встречаются реже. Около региональных флексур отмечается повышенная концентрация субпараллельных им трещин (см. рис. 69, А), иногда образующих тонкую (дециметровую) нарезку наподобие квазикливажа (см. рис. 69, В), где иногда можно увидеть следы выщелачивания под давлением и даже некоторого рассланцевания тонких пород, что в совокупности свидетельствует о расплющивании в обстановке сжатия. Зоны такого рода чаще всего ориентированы в широтном–запад-северо-западном и север-северо-восточном направлениях. Почти так же простираются мезотектонические взбросы и надвиги (см. рис. 69, Б); при этом последние обычно ориентированы субширотно,

¹³ Несколько позднее О.И. Гущенко усовершенствовал программу, включив в нее структуры сжатия (чаще всего стилолиты) и растяжения (жилы и отрывы). Далее будут представлены соответствующие результаты по Окско-Донскому прогибу.

тогда как субвертикальные взбросы обладают ббльшим рассеянием с максиму-мами субширотного и север-северо-западного направления. Взбросо-надвиги и квазикливаж чаще наклонены к северу или северо-востоку, фиксируя надвига-ние в южном и юго-западном направлениях – попутно смещению по Елшанско-Сергиевскому взбросу и направлению асимметрии поперечных субмеридио-нальных складок в районе Саратова (Багаевское и Соколовогорское поднятия).

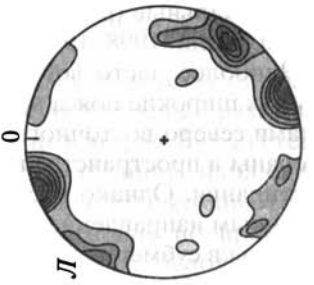
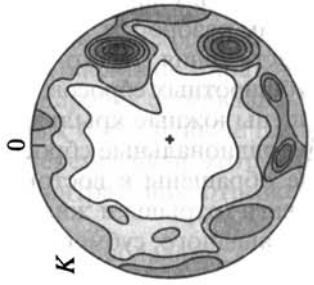
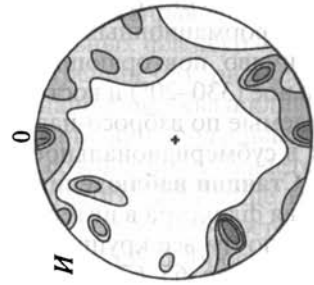
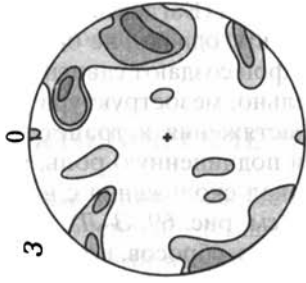
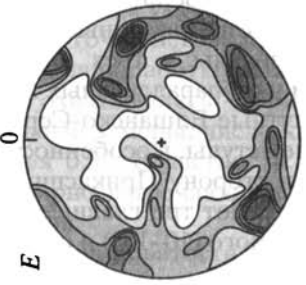
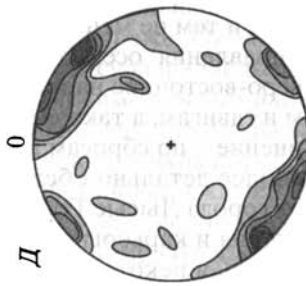
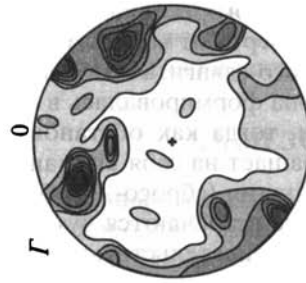
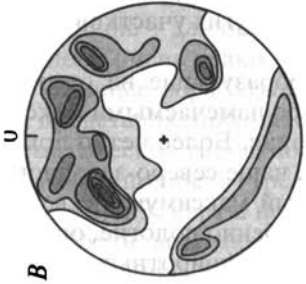
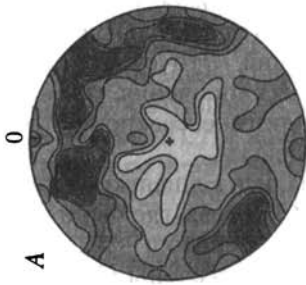
Структуры сжатия составляют, однако, не более четверти от всех замерен-ных мезоструктур, и основной фон создают сдвиги и сбросо-сдвиги, а особенно – сбросы и раздвиги. Следовательно, мезоструктура района формировалась в об-становках горизонтального растяжения и транстензии, тогда как обстановки транспрессии и сжатия играли подчиненную роль. Обращает на себя внимание широкое распространение зеркал скольжения с наклонными (сбросо- и взбро-со-сдвиговыми) штриховками (см. рис. 69, З–Л), которые встречаются чуть ли не чаще чистых взбросов, сдвигов и сбросов, и тем самым свидетельствуют о по-степенности переходов между полями деформаций. Среди трещин со смещени-ем по падению сместителя (взбросов и сбросов) всегда преобладают крутые и субвертикальные (взрезы), что вообще характерно и для других участков плат-формы [Копп, 1998, 1999; Копп, Тверитинова, 1999].

Наиболее часто встречающиеся сдвиги – левые, образующие на стерео-граммах широкие пояса вращения (см. рис. 69, Г) со слабо намечаемыми макси-мумами северо-восточного и северо-западного простирания. Более четко лока-лизованы в пространстве правые сдвиги (см. рис. 69, Д), чаще северо-западного простирания. Однако и тут присутствует второстепенный максимум с северо-восточным направлением трещин. Сбросы, крутые, а особенно пологие, ориен-тированы в субмеридиональных, запад-северо-западных и субширотных румбах (рис. 69, Е). При этом субвертикальные (круче 70°) сбросы, возникающие при вертикальных движениях блоков, особенно многочисленны и характеризуются сильным разбросом, а более пологие, связанные с обстановкой горизонтально-го растяжения, четко локализованы в трех вышеуказанных направлениях. У субширотных сбросов, как и у субпараллельных им взбросо-надвигов, обычно опущены южные крылья, попутные Елшанско-Сергиевской флексуры. Однако субмеридиональные сбросовые уступы, в особенности пологие (не больше 70°), чаще обращены к востоку – в сторону Прикаспийской впадины. И, наконец, раздвиги (отрывы и жилы) образуют три главные системы (по убыванию): се-веро-западного, субмеридионального ($10\text{--}15^\circ$) и субширотного простирания (см. рис. 69, Ж).

Приведенный статистический обзор показывает значительное разнообра-зие деформационных обстановок, и тем не менее выделяются некоторые более устойчиво повторяющиеся направления осей деформаций. Это субмеридио-нальное ($330\text{--}20^\circ$) и восток-северо-восточное направления укорочения, устанав-ливаемые по взбросо-надвигам и сдвигам, а также субширотное, северо-восточ-ное и субмеридиональное удлинение – по сбросам и раздвигам.

Станции наблюдения. Наиболее детально обследовались Елшанско-Серги-евская флексура в интервале от города Лысье Горы до Саратова, где были изу-чены почти все крупные обнажения и карьеры, и район р. Терешки – Змеевых гор (см. рис. 65–67, 70). Кроме того, в некоторых пунктах подсечены Слепцов-ский и Хлебновский валы и блок к востоку от последнего.

Субширотный **центральный отрезок Елшанско-Сергиевской флексуры**, на котором она имеет наибольшую амплитуду и крутизну до 80° , изучали в не-скольких обнажениях и карьерах около с. Сафаровки (см. рис. 70, В). В зоне наиболее крутых и даже запрокинутых залеганий (источник на северной окраи-



не села, песчаники сеномана и карбонатные отложения турона–коньяка) встречаются субпараллельные флексуры взбросы и две сопряженные системы поперечных сбросов, а на участке некоторого выполаживания (до 45–50° в сторону южного крыла, карьер к западу от с. Сафаровки, опоки сенона) отмечена субпараллельная флексура крутая частая трещиноватость, напоминающая кливаж. Эти трещины наклонены на юг или на север, но смещение по падению сместителя, как взбросовое, так и сбросовое, почти всегда направлено к югу, попутно флексуры. Иногда на субпараллельных зеркалах скольжения, образовавшихся вдоль трещин такого типа, встречаются разнонаправленные штриховки, свидетельствующие о расплющивании (?) и разнонаправленном течении материала вдоль плоскостей трещин. Сдвиги, преимущественно левые, имеют северо-западное и меридиональное простирание. Непосредственно к югу от флексуры, в зоне резкого выполаживания слоев (обрывы по р. Сосновке, песчаники палеоцена) трещиноватость представлена сбросами север-северо-восточного простирания.

По сумме наблюдаемых парагенезов трещиноватости в центральной части Елшанско-Сергиевской флексуры устанавливается удлинение в запад-северо-западном направлении и укорочение – в субмеридиональном (10–20°) и северо-восточном. Елшанско-Сергиевская флексура в таком поле деформаций должна сопровождаться поперечным сжатием и продольным левым сдвигом.

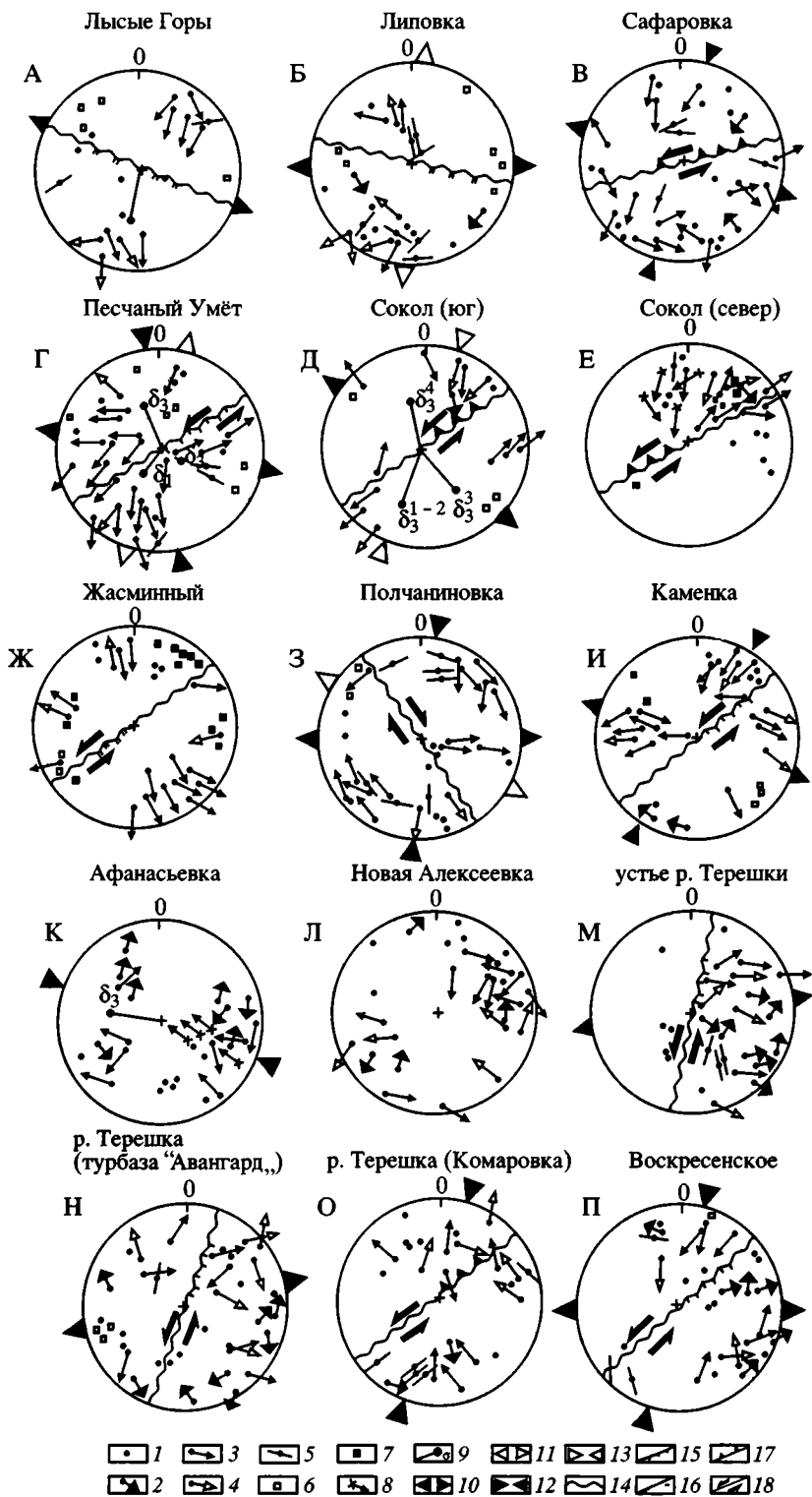
Восточный отрезок Елшанско-Сергиевской флексуры, где она резко отклоняется к северо-востоку, изучался в двух районах: около с. Песчаный Умёт и на участке к северо-западу от Саратова (пос. Сокол и с. Поливановка). В первом из них (карьеры уплотненных песков сеномана, опок и карбонатов сенона, см. рис. 70, Г) стиль мезоструктуры определяют наклонные сбросы самых разнообразных направлений, образующие конус скальвания. С большим трудом выделяются системы субмеридиональной, а также субширотной и северо-восточной ориентировок. С первыми и вторыми ассоциируют отрывы север-северо-восточного и субширотного простирания, на основании чего можно сделать вывод о наличии двух главных направлений удлинения: основного субширотного (100–110°) и второстепенного субмеридионального (10–15°). Елшанско-Сергиевская флексура в таком поле деформаций должна иметь сбросо-левосдвиговую кинематику.

На Саратовском участке, где флексура уже сильно выполаживается, везде (карьеры песков сеномана и опок турона–коньяка рядом с с. Поливановка, карьер опок турона–коньяка около шоссе пос. Сокол – вертолетный аэродром и, наконец, обнажения песчаников палеоцена вдоль этого шоссе, см. рис. 70, Д–Ж) фиксируется по существу один и тот же ансамбль мезоструктур, представленный прежде всего крутыми и субвертикальными взбросами и сбросами субши-

←
Рис. 69. Стереогаммы плотности трещиноватости [Копп и др., 2001]; шкала показывает число полюсов на единицу площади палетки

А – все мезоструктуры, замеренные в пределах Елшанско-Сергиевской флексуры; Б – взбросы; В – квазикливаж, стилолиты, зоны дробления и расщепления, отрывы и жилы; Г – левые сдвиги; Д – правые сдвиги; Е – сбросы; Ж – жилы и отрывы; З – левые взбросо-сдвиги; И – правые взбросо-сдвиги; К – левые сбросо-сдвиги; Л – правые сбросо-сдвиги

Fig. 69. Stereograms of mesofracture spacings; scale shows the number of poles per unit area of plot
А – All mesostructures measured within the Elshanka-Sergievka flexure; Б – Reverse and thrust faults; В – “Quasicleavage”, stylolites, breccia and foliation zones; Г – Sinistral strike-slip faults; Д – Dextral strike-slip faults; Е – Normal faults; Ж – Veins and break-away ruptures; З – Sinistral strike-slip faults with reverse component; И – Dextral strike-slip faults with normal component; К – Sinistral strike-slip faults with normal component; Л – Dextral strike-slip faults with normal component



ротной ориентировки, образующими пояс вращения почти поперек или несколько косо к флекуре. Он показывает, что юго-восточное крыло последней сместилось вниз с некоторым сжатием поперек сместителя. Кое-где (карьер около шоссе пос. Сокол – аэродром) трещины этой системы образуют частую нарезку наподобие квазикливажа и сопровождаются, помимо взбросовой, левосдвиговой компонентой смещения, которая характерна и для других систем трещиноватости. Другой характерный элемент – правые сбросо-сдвиги северо-западного направления, т.е. поперечные флекуре. Горизонтальная проекция главного укорочения, определяемого по зеркалам скольжения, простирается приблизительно меридионально. Широко распространены и отрывы, образующие два устойчивых максимума: запад-северо-западного и восток-северо-восточного простираения.

В целом можно констатировать, что здесь присутствует субмеридиональное укорочение, ось которого наклонена к северу, и субширотное удлинение по горизонтали. Соответственно вдоль Елшанско-Сергиевской флексуры происходило субвертикальное смещение юго-восточного крыла вниз, сопровождаемое левым сдвигом и небольшим поперечным сжатием.

В районе западного отрезка Елшанско-Сергиевской флексуры удалось найти обнажения только на значительном (1–3 км) удалении от нее к северу,



Рис. 70. Стереогаммы трещиноватости для станций наблюдения [Копп и др., 2001], расположение станций см. на рис. 65, 66

А – Лысье горы (№ 1, песчаники палеоцена), Б – Липовка (№ 3–4, опоки сенона, песчаники сеномана), В – Сафаровка (№ 5, мелоподобные известняки тулона–коньяка, опоки сенона и песчаники палеоцена), Г – Песчаный Умёт (№ 6–7, песчаники сеномана, опоки и карбонаты сенона), Д – Сокол (№ 8, песчаники палеоцена), Е – Сокол (№ 9, опоки сенона), Ж – Поливановка–Жасминный (№ 10, песчаники сеномана, опоки сенона), З – Полчаняновка (№ 11, опоки сенона), И – Каменка (№ 12, опоки и песчаники палеоцена?), К – Афанасьевка (№ 15, опоки сенона), Л – Новая Алексеевка (№ 16, опоки сенона), М – правый берег р. Терешки, около ее устья (№ 17, опоки палеоцена), Н – то же (около турбазы “Авангард”, № 18, опоки палеоцена), О – то же, Комаровка (№ 20, опоки сенона), П – Воскресенское (№ 23, опоки сенона); 1–8 – полюсы трещин: 1 – без борозд скольжения; 2 – то же, с некоторыми знаками смещения (смещение прослоев, подворот слоистости около трещины, тип кулистности); 3–5 – с бороздами скольжения (знак смещения: 3 – очевидный, 4 – предпологаемый, 5 – неясный: отсутствуют четко выраженные заусеницы); 6 – отрывов; 7 – жил; 8 – стилолитов, зон квазикливажа и сланцеватости; 9 – проекции осей максимального сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1); 10 – направление преобладающего растяжения; 11 – то же, менее четкое; 12 – направление основного сжатия; 13 – то же, менее четкое; 14 – ориентировка ближайшего регионального разрыва в точке наблюдения; 15–18 – кинематика смещения в зоне ближайшего регионального разрыва, по данным мезотектонических наблюдений: 15 – наклонный сброс, 16 – субвертикальный сброс (взрез), 17 – взброс, 18 – сдвиг

Fig. 70. Stereograms of fracturing (see Fig. 65, 66 for location of observation sites)

А – Lysye Gory (N 1, Paleocene sandstones); Б – Lipovka (NN 3–4, Senonian opokas, Cenomanian sandstones); В – Safarovka (N 5, Turonian to Coniacian chalk-like limestones, Senonian opokas and Paleocene sandstones); Г – Peschanyi Umyot (N 6–7, Cenomanian sandstones, Senonian opokas and marles); Д – Sokol (N 8, Paleocene sandstones); Е – Sokol (N 9, Senonian opokas); Ж – Polivanovka–Zhasminnyi (N 10, Cenomanian sandstones, Senonian opokas); З – Polchaninovka (N 11, Senonian opokas); И – Kamenka (N 12, Paleocene (?) opokas and sandstones); К – Afanas'evka (N 15, Senonian opokas); Л – Novaya Alekseevka (N 16, Senonian opokas); М – Right-hand bank of the Tereshka River, nears its mouth (N 17, Paleocene opokas); Н – Bank of the Tereshka River, near Avangard hostel (N 18, Paleocene opokas); О – Right-hand bank of the Tereshka River, Komarovka (N 20, Senonian opokas); П – Voskresenskoe (N 23, Senonian opokas); 1–8 – mesotectonic fracture poles for the upper hemisphere: 1 – without slickenstria; 2 – the same, with a minor sign of a kinematics (offset of interbeds, fault-related rotation of bedding, en echelon arrangement of ministructures); 3–5 – with slickenstria (displacement sense: 3 – evident; with distinct slickensteps indicating kinematic type, 4 – inferred, 5 – blurred; without distinct slickensteps); 6 – break-away ruptures; 7 – veins; 8 – stylolites as well as zones of “quasiclaveage” and foliation; 9 – projection of axis of maximum compression (σ_3) or extension (σ_1); 10 – direction of prevailing extension; 11 – the same, less distinct; 12 – direction of prevailing compression; 13 – the same, less distinct; 14 – orientation of a regional-extent fault nearest to the observation point; 15–18 – kinematics of displacement in the adjacent regional-extent fault, based on mesotectonic observations: 15 – distinctly inclined normal fault, 16 – subvertical normal fault, 17 – reverse fault, 18 – strike-slip fault

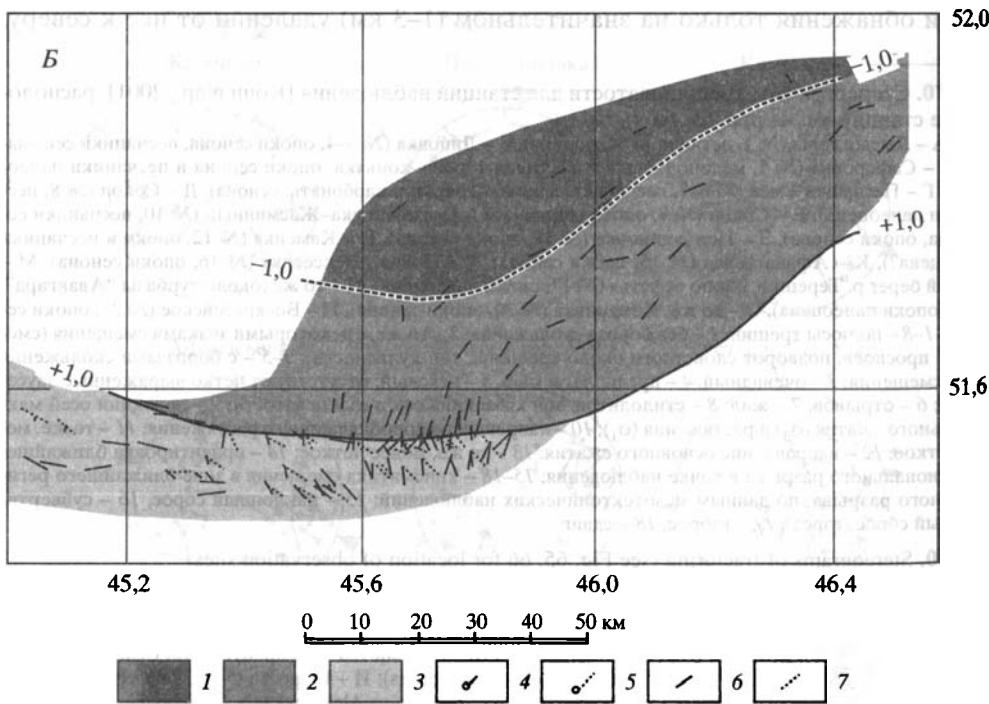
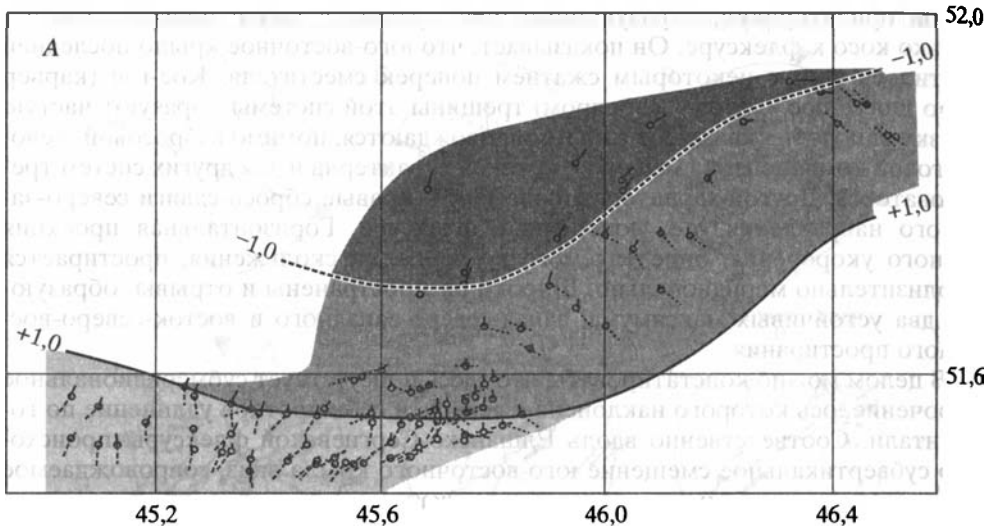


Рис. 71. Карты горизонтальных проекций векторов главных осей напряжений, синтезированные по нашим данным О.И. Гуценко на компьютере (норма генерализации – 6 замеров для круга осреднения с радиусом $0,3^\circ$; длина вектора обратно пропорциональна наклону от земной поверхности, направление наклона – от точки в основании вектора)

А – оси нормальных напряжений сжатия и растяжения σ_3 и σ_1 ; **Б** – оси касательных напряжений τ_{\max} ; 1 – сдвиговое поле напряжений; 2–3 – сбросовые поля напряжений: 2 – с растяжением в субширотном направлении, 3 – с растяжением в субмеридиональном направлении; 4–7 – векторы осей напряжений: 4 – σ_3 , 5 – σ_1 , 6 – τ_{\max} (левые сдвиги), 7 – τ_{\max} (правые сдвиги)

уже в сводовой части и на северном крыле одноименного вала. Поэтому трудно сказать, можно ли полученные результаты распространять на саму флексуру. В крайней западной точке наблюдений – в обрывах палеоценовых песчаников на северной окраине Лысых Гор (см. рис. 70, А) – фиксируется отчетливый пояс взбросов–крутых сбросов запад-северо-западного простирания. Поскольку они параллельны флекуре на данном отрезке, то можно предположить, что регистрируемое ими опускание южного крыла по субвертикальному, слегка нависающему уступу соответствует ее кинематике в данном районе. Здесь же присутствуют поперечные флекуре отрывы север-северо-восточного направления, которые показывают продольное к ней растяжение и поэтому не противоречат предположенной выше кинематике ее как крутого взреза. Восточнее (карьеры опок верхнего мела к северу от с. Липовка и около шоссе Балашов–Саратов у поворота на свх. "Ударник", см. рис. 70, Б) результаты замеров оставляют желать лучшего, однако замеренные разновидности мезоструктур образуют в принципе такой же, хотя и обедненный набор, что и около Лысых Гор. Существенно новая черта – наличие небольшой правосдвиговой компоненты у сбросов. На максимальном приближении к флекуре, на контакте глин альба и уплотненных песков сеномана обнаружен субпараллельный последней (130°) вертикальный разрыв со сбросо-правосдвиговой штриховкой на плоскости сместителя.

Заканчивая характеристику мезотектонического материала по Елшанско-Сергиевской флекуре, можно констатировать поперечное меридиональное сжатие и расплющивание пород на ее центральном участке, где слои наклонены особенно круто; к краям же, где флексура снижается и меняет свою ориентировку, это горизонтальное укорочение замещается вертикальным сбросовым смещением и продольным сдвигом: надежно устанавливаемым левым – на востоке и проблематичным правым – на западе. Таким образом, отмечается определенное подобие полученных результатов макроструктурным данным. Однако в дополнение к последним по многочисленным замерам фиксируется обстановка растяжения, не угадывавшаяся в особенностях структурного рисунка. При этом растяжение часто направлено не только вдоль, но и поперек Елшанско-Сергиевской флексуры, что противоречит макротектоническим данным.

Слепцовский вал. Только на одном участке в западной стенке карьера сенокских опок около с. Полчаниновки (см. рис. 70, З) присутствует узкая зона дробления и квазикливажа с многочисленными крупными сдвиговыми зеркалами скольжения северо-западного простирания, т.е. субпараллельными валу в данном месте. Определить конкретный кинематический знак (лево- или правосторонний) трудно из-за плохой сохранности заусениц; однако в тех случаях, когда это удавалось сделать, они показывали правый сдвиг. С правым сдвигом вдоль Слепцовского вала согласуется ассоциация и других мезоструктур (субширотных взбросов и квазикливажа, единичных левых сдвигов северо-восточ-

Fig. 71. Horizontal projections of axes of integrated deformations (computed by O.I. Gushchenko on the base of our data). Length of vectors is inversely proportional to the axial inclination. The inclination is directed from a point on the vector base; numbers at boundaries of deformation zones correspond to values of the Lode-Nadai coefficient

A – axes of shortening and lengthening of the stress ellipsoid, σ_3 and σ_1 ; B – trajectories of tangential stress τ_{\max} ; 1–3 – kinds of stress regime: 1 – lateral shearing; 2–3 – lateral extension; normal faulting; 2 – with east-west lengthening, 3 – with north-south lengthening; 4–7 – horizontal projections of orientation of main deformation axes: 4 – principal shortening (compression, σ_3), 5 – principal lengthening (extension, σ_1); 6–7 – lateral shearing (tangential stress, τ_{\max}): 6 – of sinistral one and 7 – of dextral one

ной ориентировки и субмеридиональных сбросов), в совокупности свидетельствующая о субмеридиональном укорочении – субширотном удлинении.

Хлебновский вал (карьер сенонских опок около с. Каменка, см. рис. 70, И). Здесь развиты взбросо-надвиги и кливаж запад-северо-западного и северо-западного простирания, субмеридиональные сбросы, обращенные и к западу и к востоку, и отрывы северо-восточной ориентировки, субпараллельные оси вала. Все они в совокупности указывают на укорочение в север-северо-восточном и удлинение в широтном – запад-северо-западном направлениях. В такой структурной обстановке вдоль Хлебновского вала должен был развиваться левый сдвиг с растяжением.

Сложная ситуация отмечена в блоке к востоку от Хлебновского вала, южнее вышеотмеченного дугообразного разлома (карьеры сенонских опок около сс. Афанасьевка и Ниж. Алексеевка – см. рис. 70, К, Л). Здесь преобладают зеркала скольжения близкого (субмеридионального – север-северо-западного) простирания, однако кинематика штриховок внутри трещин этой системы показывает очень большой разброс: от почти чистого взброса до столь же чистых левого и правого сдвига и сброса. Возможно, это связано со сжатием и расплющиванием в субширотном – восток-северо-восточном направлении. Такое же направление укорочения показывают и многочисленные субмеридиональные зоны простого сдвига взбросовой кинематики в районе с. Афанасьевка. Субширотное сжатие в данном блоке могло компенсировать левосдвиговое смещение вдоль вышеуказанного разлома.

Район р. Терешки и Змеевых гор. Наблюдения здесь были сосредоточены вдоль двух линеаментов, для которых по макротектоническим данным предполагается сбросовое происхождение: уступ западного борта долины р. Терешки и обрыв Змеевых гор на берегу Волги. В обоих местах исследовались опоки верхов мела – палеоцена. Наиболее представительные данные получены для первого района (см. рис. 70, М–О), где везде фиксируется один и тот же комплекс обращенных к востоку субмеридиональных листрических сбросов с компонентой сдвига (чаще левого), что свидетельствует о субширотном удлинении. Терешкинский уступ в данном поле деформаций должен иметь сбросо-левосдвиговую природу. С субширотным удлинением гармонирует субмеридиональное укорочение, господствующее в единственной точке – в карьере у с. Комаровка, где развиты субширотные взбросы и зоны дробления, предположительно образовавшиеся при сжатии. Возникновение повышенного сжатия именно в этом месте логично связывать с плавным изменением ориентировки рассматриваемого уступа от почти меридиональной до восток-северо-восточной. Подобная тонкая зависимость кинематики трещиноватости от ориентировки регионального линеамента, к которому она приурочена, отмечалась здесь выше для Приволжско-Ергенинского уступа.

Такой же парагенез субширотных взбросов с субмеридиональными сдвигами характерен и для уступа Змеевых гор (см. рис. 70, П), однако зеркала скольжения в развитых там опоках палеоцена выражены существенно хуже, чем около р. Терешки.

Результаты компьютерной обработки кинематики трещиноватости. На картах горизонтальных проекций векторов главных нормальных деформаций укорочения–удлинения (см. рис. 71, А) в пределах рассматриваемого региона выделяются следующие постепенно сменяющие друг друга зоны. На севере (Слепцовский и Хлебновский валы, Корсаковская синклинали) – сдвиговое поле с субмеридиональной (10–15°) ориентировкой оси максимального укорочения и почти перпендикулярной – оси максимального удлинения. Именно так и

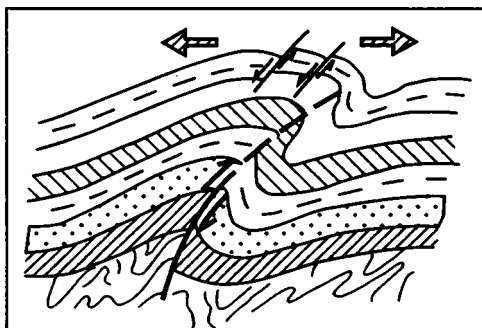
должны располагаться эти оси, если исходить из охарактеризованных выше особенностей макроструктурного рисунка и данных качественной обработки стереограмм трещиноватости. К северо-востоку в пределах этого домена ориентировка оси укорочения постепенно меняется от субмеридиональной до восток-северо-восточной и субширотной, что тоже согласуется с макротектоническими данными о дугообразном левом сдвиге вдоль Хлебновского вала, предполагающем вращение восточного блока по часовой стрелке, и компенсационном сжатии его фронтальной части.

В следующей к югу зоне (северное крыло Елшанско-Сергиевского вала, впадина к северу от Саратова и район р. Терешки–Змеевых гор) поле деформаций сбросовое. Ось максимального удлинения расположена субширотно, что также не противоречит ни результатам качественной обработки мезотектонических данных, ни данным бурения о широтном взбросе вдоль Елшанско-Сергиевского вала. Эта зона приурочена к участкам, находящимся в тени давления: к пологому северному крылу последнего, к впадине в тылу сместившегося к востоку Тарханского блока и к Терешкинскому сбросовому району. Во всех местах такого рода естественно ожидать изменения деформационной обстановки – со сжатия на сдвиг или со сдвига на растяжение. Направленное к северо-востоку постепенное изменение ориентировки вектора удлинения со строго широтной до северо-западной согласуется с таковым в предыдущем домене.

Однако в самой южной – третьей – зоне, приуроченной к Елшанско-Сергиевской флекуре, результат оказался неожиданным: здесь господствует сбросовое поле деформаций уже с субмеридиональным удлинением поперек последней, что прямо противоречит макротектоническим данным и лишь частично совпадает с результатами качественной обработки стереограмм. Напомним, что там наряду со сбросами и отрывами выявлялись мезоструктурные парагенезы сдвигов и взбросов, связанные с обстановками меридионального сжатия и сдвига. На полученных в результате компьютерной обработки картах следы этого поля деформаций выражены лишь в меридиональной ориентировке горизонтальной проекции круто наклоненного вектора укорочения, выраженного средней осью деформации.

Карта горизонтальных проекций векторов тангенциальных напряжений (см. рис. 71, Б) демонстрирует направления горизонтального сдвига. Сразу обращают на себя внимание лучшая выраженность левых сдвигов (что проявляется в несколько большей длине их векторов, свидетельствующей о субгоризонтальном наклоне штриховки) и субпараллельность левосдвиговых траекторий крупнейшим линеаментам, прежде всего, на востоке территории. В центре Елшанско-Сергиевской флексуры субширотные левые сдвиги выстраиваются параллельно ей, однако в восточном сегменте, где ее простирание резко отклоняется к северо-востоку, левые сдвиги расходятся в виде веера. Еще дальше к северо-востоку левые сдвиги образуют слегка выгнутую к северу зону вдоль Хлебновского вала. Единственный район, где отмечается приоритет правых сдвигов, – западный отрезок Елшанско-Сергиевской флексуры, где, как говорилось выше, правый сдвиг угадывается и в структурном рисунке. Однако для Слепцовского вала, который также должен быть связан с правым сдвигом (в том числе, по результатам замеров трещиноватости), на данной карте направление горизонтального скольжения вдоль него имеет и право- и левосторонний характер.

Можно констатировать, что за некоторым исключением знак и ориентировка траекторий максимальных касательных напряжений сопоставимы с предполагаемым по данным других методов характером сдвиговых перемещений.



1 – platform basement; 2 – deformed strata of platform cover; 3 – deep-seated thrust; 4 – superficial compensating normal faults on anticline apex; 5 – orientation of horizontal extension

Рис. 72. Трансформация глубинного горизонтального сжатия в близповерхностное горизонтальное растяжение того же направления, которая возникает при затухании вверх надвига или взброса в ядре антиклинальной складки

1 – платформенный фундамент; 2 – деформированные горизонты платформенного чехла; 3 – глубинный надвиг (взброс); 4 – близповерхностные компенсационные сбросы на своде антиклинали; 5 – направление горизонтального растяжения

Fig. 72. Transformation of deep horizontal compression into superficial extension of the same direction as a result of upward decrease in thrust amplitude within the anticlinal core (basic scheme, vertical section)

Обсуждение результатов и анализ имеющихся противоречий. Мезотектонические данные, интерпретированные тремя разными способами, показывают довольно сложные результаты, не всегда согласующиеся между собой и с данными анализа регионального структурного рисунка. Наилучшая сходимость отмечается для северной части района, где разные методы показывают сдвиговое поле деформаций с субмеридиональным направлением главного укорочения, и для северо-восточной (субширотное растяжение). Кроме того, в восточной половине района отчетливо проявляются левые сдвиги, субпараллельные Хлебновскому валу и Елшанско-Сергиевской флекуре. Все это хорошо коррелируется с макротектоническими материалами.

Однако для южной части района (Елшанско-Сергиевской надвзбросовой флексуры), где как раз следовало бы ожидать повышенное сжатие в форме надвигового или хотя бы сдвигового поля напряжений, вместо того и другого регистрируется сбросовое поле, да еще с меридиональным (поперечным взбросу!) направлением горизонтального растяжения; особенно наглядно это видно на компьютерных картах поля напряжений. Попробуем, однако, найти черты, позволяющие если не снять, то по крайней мере хотя бы частично объяснить наблюдаемые противоречия. Во-первых, напомним, что при заданной норме генерализации данных (6 одинаковых замеров на круг с радиусом осреднения $0,3^\circ$) из компьютерного анализа выпали мезовзбросы, надежно фиксированные в поле; кроме того, использованная версия компьютерной программы вообще не охватывает стилолиты, взбросовые зоны простого сдвига и квазикливаж. Во-вторых, горизонтальная проекция главного укорочения (и, что очень важно подчеркнуть, укорочения по средней оси эллипсоида деформаций) в рассматриваемом районе везде направлена меридионально – в соответствии с макроструктурным рисунком. В-третьих, при тонкой компьютерной обработке выявлена весьма любопытная и явно неслучайная зависимость, на которую было трудно обратить внимание при качественном анализе стереограмм: все векторы горизонтального укорочения (как главного, так и второстепенного) наклонены к северу. Иными словами, они субпараллельны направлению подъема вверх висячего крыла Елшанско-Сергиевского взброса. Очевидно, затухание последнего вверх (что, как отмечалось, видно из сравнения структурных карт, построенных по нижним и верхним горизонтам чехла,

см. рис. 67) и обусловленный этим недостаток пространства в козырьке взброса вызвал компенсационное растяжение верхних горизонтов (рис. 72), сопровождавшееся оттоком материала к югу, в сторону Карамышской синклинали и предвзбросового поддвигового прогиба. Об этом свидетельствует систематический (хотя и очень пологий) наклон оси главного удлинения к югу именно в зоне Елшанско-Сергиевской флексуры.

Тем не менее следует признать, что противоречие между региональным макроструктурным рисунком и мезоструктурой малых форм (которую можно изучать только на земной поверхности) все же существует. Отмечалось оно нами и для других внутриплатформенных регионов: Кряжа Карпинского и Жигулей [Копп, 1998, 2000; Копп, Тверитинова, 1999], см. также главы 4 и 8. С одной стороны, макроструктурный рисунок свидетельствует о том, что деформация идет при существенном участии взбросового и сдвигового полей напряжений, причем по многим признакам перемещения могут быть значительными, до нескольких километров или даже до нескольких десятков километров, и сопровождаются вращением сдвигов и пластической деформацией, с другой – в поверхностной трещиноватости преобладают структуры растяжения самых разнообразных направлений.

Представляется, что единственный путь выйти из вышеуказанного противоречия – предположить, что неотектоническое сжатие (вызываемое коллизией в Альпийском поясе?) передается на глубине – через платформенный фундамент и кору в целом. Подтверждением тому служат приводившиеся в начале главы факты дисгармонии и постепенного усложнения структуры сверху вниз, надежно доказанные данными геофизики и бурения. В таком аспекте становится понятнее лучшая сходимость мезотектонических данных с макротектоническими для севера рассматриваемого района, нежели для юга. Именно в южной части, где глубинная деформация идет в надвиговом поле напряжений (ось удлинения направлена субвертикально), растущая снизу привзбросовая складка сжатия будет особенно сильно расpirать свою кровлю, создавая в ней компенсационное горизонтальное растяжение (рис. 72). На севере же, где глубинное поле напряжений сдвиговое (деформируемая пластина почти не меняет свою высоту по вертикали), гораздо вероятнее его прямое отражение в структуре земной поверхности.

7.4. ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ДАННЫХ

Рассмотренные макро- и мезотектонические данные показывают, что все крупные структурные элементы района группируются в единый ансамбль (см. рис. 66), образовавшийся при глубинном субмеридиональном сжатии (и субширотном растяжении). Последнее достоверно проявилось на уровне низов чехла и верхней части фундамента (горизонт, где прослежен Елшанско-Сергиевский взброс), но оно могло исходить из более глубоких горизонтов верхней коры. Кроме того, характер взаимного расположения региональных структур позволяет установить направления движения конкретных блоков и высказать предположение о южном источнике действующего давления. Об этом свидетельствует последовательная смена глубинных полей напряжений с юга на север с надвигового на сдвиговое и затем – сбросовое, что соответствует обычной полярности зон индентации, направленной в сторону ослабления давления [Копп, 1997; Tarronier, Molnar, 1986]. Местным орудием деформации (индентором) служил принадлежащий Воронежскому массиву Карамышский блок, пододвинувшийся под восточную часть Рязано-Саратовского авлакогена и смявший его осадки. Можно лишь предполагать, что он был вовлечен в общее северное перемещение блоков плат-

форменной области, инициированное поддвигом Аравийской плиты к северу. Внутриплитные коллизионные деформации прослежены нами южнее (Донско-Медведицкая зона) и севернее (Жигули), и Саратовские дислокации являются связующим звеном, которое позволяет с уверенностью сказать, что все Транскавказское меридиональное неотектоническое поднятие от Кряжа Карпинского на юге до Жигулей на севере – продукт давления, идущего от Альпийского пояса.

Таким образом, и для Саратовских внутриплитных дислокаций нельзя обойтись без допущения горизонтальных перемещений. Суммарная их картина представляется следующей (см. рис. 66).

На юге сжатие привело к поддвигу и взбросу вдоль современной Елшанско-Сергиевской флексуры, а также к сдвиговой транспрессии и латеральному выжиманию масс к западу и особенно к востоку от места наибольшего давления. Продольное латеральное течение материала компенсировало его нагнетанием и субширотным сжатием на погружениях флексуры, а в области разгрузки напряжений, где расходились (к западу и востоку) Лысогорский и Саратовский блоки, формировались меридиональные сбросы. Судя по преобладанию левых сдвигов вдоль всего центрального и восточного отрезков Елшанско-Сергиевской флексуры и большему размеру компенсационных структур сжатия Саратовского блока, восточное направление транспорта выдавливаемого материала (в сторону Прикаспийской впадины) испытывало наименьшее сопротивление.

Частично погасившись в районе Елшанско-Сергиевской флексуры, к северу от нее сжатие реализовалось уже в форме сдвиговой деформации и субширотного растяжения. Симметрично расходящиеся от центральной части Елшанско-Сергиевского вала Слепцовский и Хлебновский сдвиги разного знака ограничивают клиновидный блок – “горизонтальный грабен” [Копп, 1997], маркирующий место приложения наибольшего давления и соответственного выгибания к северу. Находящиеся к западу и востоку от горизонтального грабена Аткарский и Тарханский блоки надстраивают к северу Лысогорский и Саратовский блоки и также во фронтальных частях осложнены компенсационными складками сжатия субмеридионального простиранья, а в тыловых – широкими мульдами и пологими куполами, образовавшимися при растяжении. Это свидетельствует о выжимании обоих блоков соответственно к западу и востоку. Кроме того, блоки испытывали вращение в разные стороны (соответственно против и по часовой стрелке), аппроксимируемое дугообразно изогнутыми линиями сдвигов; его естественно связать с общим изгибом коры к северу, вызванным давлением с юга. К сожалению, мы не располагаем данными о мезоструктуре самого северного – Оркинско-Ириновского – вала. Можно лишь высказать предположение, что его дугообразный изгиб связан с “проседанием” (в плановой проекции) в горизонтальный грабен, образованный вращающимися вокруг вертикали сдвигами (рис. 73). Структурные рисунки такого рода зафиксированы автором в ряде складчатых систем [Копп, 1997]. Наконец, к северу от Саратовских дислокаций, в районе р. Терешки, субмеридиональное сжатие замещается субширотным растяжением, сочетающимся с левым сдвигом.

В заключение отметим, что хотя Саратовские внутриплитные дислокации невелики по размерам и амплитуде, их геокинематический структурный рисунок, по существу, ничем не отличается от такового гораздо более внушительных зон индентации, например, Центрально-Азиатской. Елшанско-Сергиевская флексура в таком аспекте – аналог Гималаев в миниатюре, которые также выгнуты и надвинуты к югу. Лысогорский и Саратовский блоки занимают место Памира и Наньшаня, а симметрично расходящиеся в стороны Слепцовский и Хлебновский сдвиги – Талассо-Ферганского и Алтынтагского разрывов. Выпуклая к

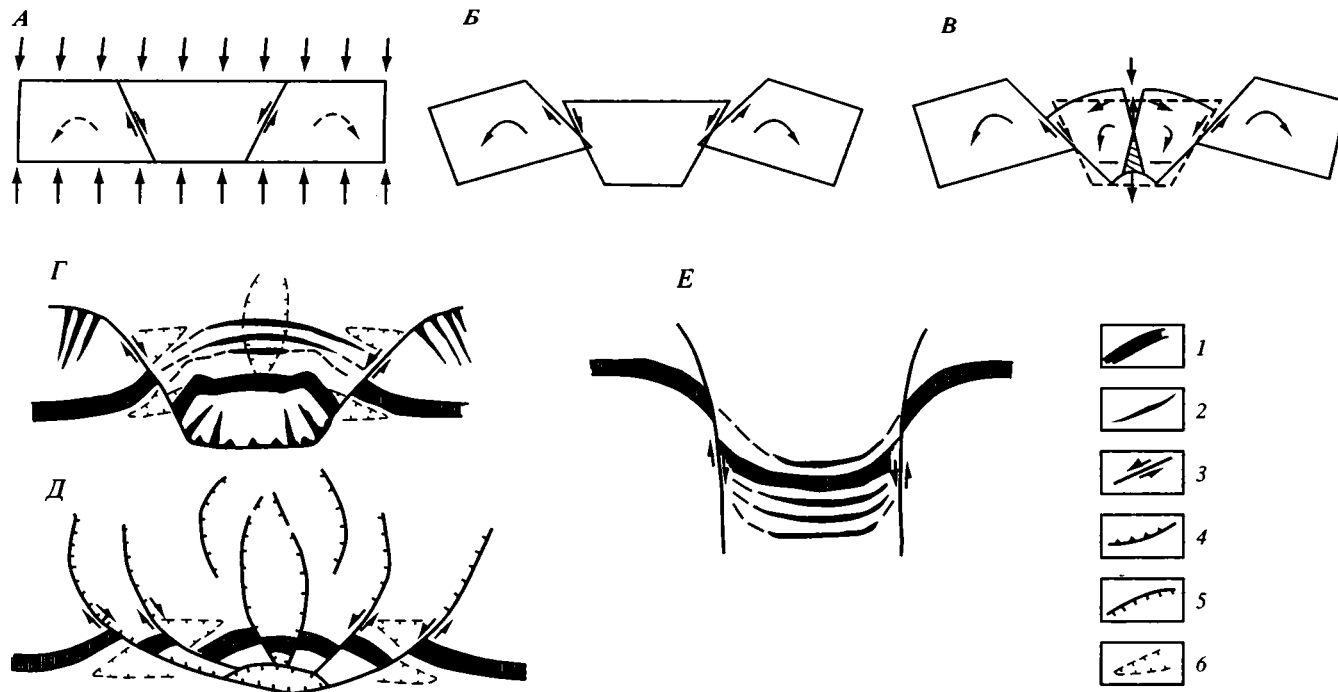


Рис. 73. Продольное удлинение участка складчатой зоны за счет разнонаправленных поворотов блоков (механизм мегабудинажа в горизонтальной плоскости), принципиальная схема (план) [Копп, 1997]

А – до деформации; *Б, В* – после деформации: *Б* – без пластической деформации блоков, *В* – с пластической деформацией блоков; *Г, Д* – типовые структурные рисунки, формирующиеся в обстановке: *Г* – транспрессии, *Д* – транстензии; *Е* – типовой структурный рисунок ороклина, возникающего при поперечном выдвигании участка складчатой зоны (для сравнения); 1 – додеформационный маркер первично продольного простирания; 2 – содвиговые складки; 3 – сдвиги; 4 – взбросы и надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 5 – сбросы и раздвиги (бергштрихи – по падению сместителей); 6 – локальные клинораздвиги в тылу смещаемых блоков

Fig. 73. Structural patterns resulted from differently directed rotations of blocks (at the background of two conjugated sets of strike-slips – the case of megaboudinage in horizontal plane): general diagrams [Kopp, 1997]

A-B – Geometric models (plan): *A* – Before deformation, *B, B* – After deformation: *B* – without ductile deformation of blocks; *B* – with ductile deformation of blocks; *Г, Д* – Characteristic structural patterns formed under transpression *Г*, and transtension *Д*; *Е* – Characteristic structural pattern of orocline resulted from transverse protrusion of a segment of folded zone (for comparison); 1 – the displaced element of initially longitudinal strike; 2 – strike-slip-related folds; 3 – strike-slip faults; 4 – thrusts and reverse faults; 5 – normal faults and extension structures; 6 – local sphenochasms at the rear of displaced fault flanks

северу и слегка заваленная в этом направлении Оркинско-Ириновская дуга “соответствует” Тяньшанской, а Корсаковская депрессия в ее тылу – Таримской впадине. Наконец, участок левосдвиговой трансформации в районе р. Терешки – Змеевых гор находится на месте Байкальской группы грабенов. В обоих случаях характерны и сильная продольная асимметрия зоны индентации, и гипертрофированная роль дугообразных левых сдвигов, обеспечивавших выжимание блоков к востоку. Только в Центральной Азии последнее шло в сторону активной окраины Тихого океана, а здесь – к Прикаспийской впадине.

Такое сопоставление чрезвычайно важно в методическом отношении, так как оно показывает применимость методов геокинематического анализа, разработанных для сильно деформированных областей, к участкам слабой внутриплитной тектоники.

7.5. ВЫВОДЫ

Несмотря на приуроченность Саратовских дислокаций к древнему Пачелмскому авлакогену и на то, что ряд черт их строения унаследован от палеозойских структур, они сформировались в современном виде только в новейшее время в результате субмеридионального сжатия. В девоне же здесь шло растяжение поперек бортов авлакогена, в карбоне сменившееся пострифтовым проседанием. Таким образом, причину некоторого совпадения новейших дислокаций со среднепалеозойскими разломами следует искать не в длительности их развития, а в том, что среднепалеозойские движения создали ту систему реологических неоднородностей коры, которую вынуждены были учитывать и более поздние деформации.

Анализ особенностей макроструктурного рисунка и полевое изучение мезоструктур показывают, что и для Саратовских дислокаций (несмотря на их чрезвычайно запутанный структурный план, как будто не поддающийся интерпретации с мобилистических позиций) нельзя обойтись без учета горизонтальных перемещений. Все крупные тектонические элементы района группируются в единый ансамбль, образовавшийся при глубинном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении. Сжатие устанавливается прежде всего на уровне низов чехла и верхней части фундамента (горизонт, где достоверно прослежено Елшанско-Сергиевский взброс), но могло исходить и из более глубоких горизонтов коры. Постепенное затухание глубинного взброса вверх по разрезу, в сторону земной поверхности, компенсировалось выраженным в парагенезах трещиноватости субмеридиональным растяжением второго порядка. И все же распространяющаяся из недр Земли обстановка субмеридионального укорочения надежно опознается на поверхности по многим особенностям макро- и мезоструктур.

О южном источнике действовавшего давления свидетельствует последовательная смена глубинных полей деформаций с юга на север: с надвигового на сдвиговое и затем – сбросовое, что соответствует обычной полярности зон индентации, направленной в сторону ослабления давления. Местным источником деформации (индентором) служил принадлежащий Воронежскому массиву Карамышский блок, пододвинувшийся под восточную часть Рязано-Саратовского авлакогена и смявший заполняющие его осадочные породы. Видимо, этот блок был вовлечен в общее северное перемещение блоков платформенной области, инициированное поддвигом Аравийской плиты к северу.

На юге рассматриваемого региона сжатие привело к поддвигу и взбросу вдоль современной Елшанско-Сергиевской флексуры, а также к латеральному выжиманию масс в стороны от точки приложения наибольшего давления. Судя по преобладанию левых сдвигов, восточное направление транспорта выдавлива-

емого материала (в сторону Прикаспийской впадины) испытывало наименьшее сопротивление. Частично погасившись в районе Елшанско-Сергиевской флексуры, к северу от нее сжатие реализовалось уже в форме сдвиговой деформации и субширотного растяжения. Симметрично расходящиеся от центральной части Елшанско-Сергиевского вала Слепцовский и Хлебновский сдвиги разного знака ограничивают клиновидный блок – “горизонтальный грабен”, маркирующий место приложения наибольшего давления. Находящиеся к западу и востоку от горизонтального грабена Аткарский и Тарханский блоки смещались к западу и востоку соответственно, поворачиваясь при этом в разные стороны (против и по часовой стрелке соответственно) – что естественно связать с общим изгибом коры к северу, вызванным давлением с юга. Наконец, к северу от Саратовских дислокаций, в районе р. Терешки, субмеридиональное сжатие замещалось субширотным растяжением, сочетавшимся с левым сдвигом.

Глава 8

ЖИГУЛЕВСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Происхождение Жигулевских дислокаций издавна является предметом оживленной дискуссии. Особый интерес вызывают их внутриплитное расположение и молодой (позднемиоцен-четвертичный) возраст в сочетании с огромным удалением от ближайших областей новейшего орогенеза. При этом, согласно некоторым особенностям морфологии структуры (резко асимметричный в поперечном сечении, узкий и протяженный вал, осложненный разломом типа взброса или даже надвига), дислокации формировались при участии бокового сжатия, что не вполне согласуется с привычными представлениями о генезисе внутриплатформенных структур.

Предположение о том, что Жигулевский вал на севере ограничен разрывом (сбросом), было высказано еще А.П. Павловым [1887], однако последующие исследователи эту точку зрения долгое время не разделяли [Лобов, 1958; Милановский, 1940; Ноинский, 1913; Пермьяков, 1935; Сазонов, 1951], и крутой северный склон вала трактовали в качестве флексуры (хотя иногда и указывались признаки дизъюнктивной тектоники [Лобов, 1958; Соколов, 1937]). Факт наличия здесь именно разлома наряду с флексурой был подтвержден только в начале 60-х годов прошлого века благодаря массовому поступлению данных нефтепоискового бурения. При этом, как выяснилось почти сразу [Аширов и др., 1968; Грязнов, Силонов, 1961; Долицкий, Берман, 1961], нарушение наклонено к югу, и его необходимо трактовать как взброс. Разрез лежащего крыла завершается меловыми и коегде палеогеновыми (эоценовыми) отложениями, что доказывает новейший возраст смещения. Тектонический контакт был прослежен бурением на расстоянии более 180 км вдоль всей западной части Жигулевского вала от с. Верхозим на западе до Сызрани и с. Сытовка на востоке [Грязнов, Силонов, 1961; Долицкий, Берман, 1961; Лобов и др., 1974; Лобов, Кавеев, 1975]. Восточнее, в районе Самарской Луки, контакт должен проходить под руслом Волги, поэтому, а также из-за близости Жигулевского заповедника его не изучали. Взброс наклонен под углами 60–70°, однако в районе Карлово-Сытовской площади отмечаются и более пологие (до 35°) падения, что, в частности, было одним из аргументов в пользу

предположений о крупномасштабном новейшем надвигании в Поволжье [Лобов, Кавеев, 1975]. Представления эти, однако, не получили заметной поддержки у специалистов [Казьмин и др., 1983; Коноваленко, Ткаченко, 1979]. Реально устанавливаемая по скважинам амплитуда горизонтального перекрытия составляет не более 500–700 м [Коноваленко, Ткаченко, 1979; Лобов и др., 1974].

По существу, этим и исчерпываются имеющиеся на настоящий день сведения о кинематике Жигулевского разлома. Нужно сказать, что практически на всем протяжении, особенно на востоке, он не выходит на поверхность, будучи перекрыт руслом Волги либо четвертичными отложениями, что ограничивает возможность его непосредственного наблюдения. Проводившиеся в Жигулях исследования трещиноватости, причем иногда весьма детальные [Баева, 1968; Дорофеева, 1986; Николаев, 1958], преследовали какие угодно цели, кроме кинематических, хотя некоторые авторы уже давно отмечали присутствие зеркал скольжения на стенках трещин [Лобов, 1958; Соколов, 1937]. Не ставились или же ставились некорректно соответствующие проблемы и в публикациях по использованию дистанционных методов [Николаев, 1994; А.К. Кукова и др., 1994 г.].

Автор совместно с Т.Ю. Тверитиновой провел специальные исследования Жигулевского района [Копп, Тверитинова, 1999], что позволило дополнить существующие взгляды на кинематику Жигулевского разлома и происхождение дислокаций в целом. Это удалось сделать посредством анализа особенностей регионального макроструктурного рисунка (автор) и результатов полевого структурно-кинематического изучения трещинных мезоструктур (Т.Ю. Тверитинова, автор), проведенного нами в наименее изученной – восточной (собственно жигулевской) – части разлома. По нашим данным, прослеженный в интервале между сс. Троекурово и Ширяево отрезок разлома помимо компоненты сжатия имеет и левосдвиговую составляющую смещения (левый взбросо-сдвиг).

8.1. ОСОБЕННОСТИ МАКРОСТРУКТУРНОГО РИСУНКА

Региональный структурный рисунок Жигулевских дислокаций оказался весьма информативен в отношении сдвиговой тектоники: здесь можно увидеть сигмоиды, эшелонированные складчатые зоны, расположение линий куполов в виде вынужденных виргаций и другие индикаторы горизонтальных смещений. Весьма характерна противоположная асимметрия поперечного профиля структур, разделенных предполагаемым сдвигом, кое-где встречаются поперечные присдвиговые складки. Однако перед тем как перейти к анализу соответствующего материала, напомним некоторые известные сведения о тектонике Жигулевского района и о возрасте деформаций [Андреев и др., 1963; Аширов и др., 1968; Грязнов, Силонов, 1961; Долицкий, Берман, 1961; Казьмин и др., 1983; Коноваленко, Ткаченко, 1979; Лобов и др., 1974; Лобов, Кавеев, 1975; Милановский, 1940; Обедиентова, 1953; Пермьяков, 1935; Сазонов, 1951; Санаров, 1973].

Общая характеристика структуры. Жигулевский вал осложняет северный борт развивавшегося с рифея Жигулевско-Пугачевского выступа фундамента Восточно-Европейской платформы, а на севере граничит со Ставропольско-Бузулукской мезозойско-кайнозойской депрессией, наложенной на палеозойское поднятие. Длина вала – 300–350 км при ширине всего 10–50 км (максимальная ширина – на востоке, где вал разветвляется в виде виргации). Наибольшее поднятие приурочено к Жигулевским горам (центр вала), где на поверхность выходят известняки и доломиты карбона-перми (рис. 74). На периклиналях эти породы погружаются под юрско-меловые (на западе) и триасово-юрские (на востоке).

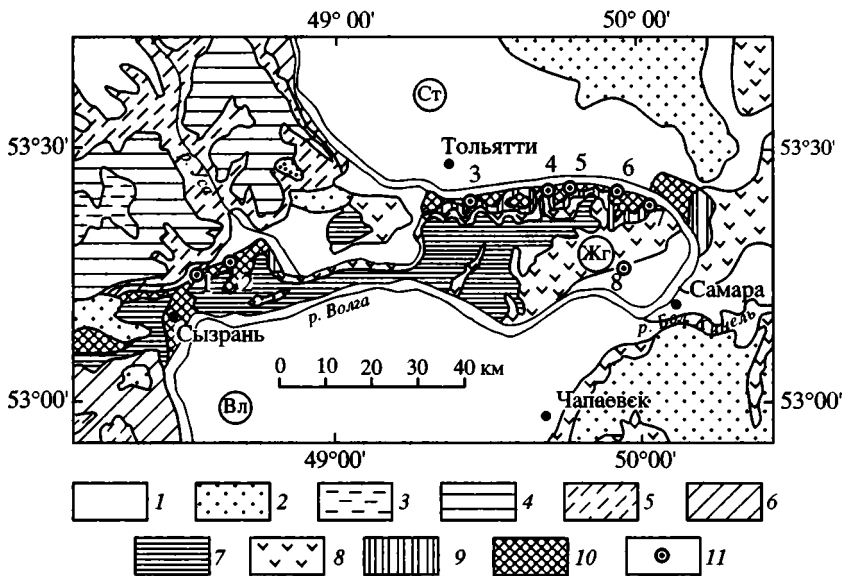


Рис. 74. Схематическая геологическая карта Жигулевского района (геологическая основа взята с Государственной геологической карты СССР, масштаб 1: 1 000 000, лист N-37, 1941 г.)

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоцен; 3 – эоцен; 4 – палеоцен; 5 – верхний мел; 6 – нижний мел; 7 – средняя–верхняя юра; 8 – средняя пермь; 9 – нижняя пермь; 10 – карбон; 11 – пункты замеров трещиноватости; структуры: Жг – Жигулевский вал, Вл – Вольский плиоцен-четвертичный прогиб, Ст – Ставропольский плиоцен-четвертичный прогиб

Fig. 74. Schematic geological map of Zhiguli region

1 – Quaternary; 2 – Pliocene; 3 – Eocene; 4 – Paleocene; 5 – Upper Cretaceous; 6 – Lower Cretaceous; 7 – Middle-Upper Jurassic; 8 – Upper Permian; 9 – Lower Permian; 10 – Carboniferous; 11 – sites of mesotectonic observations. Abbreviations: Жг – Zhiguli swell; Вл – Vol'sk Pliocene-Quaternary deep; Ст – Stavropol' Pliocene-Quaternary deep

Разница между амплитудами поднятия Жигулевского свода и погружения соседнего Ставропольского прогиба, находящегося севернее (см. рис. 74), составляет 800–1100 м по кровле фундамента и 450–650 м по кровле верейского горизонта среднего карбона (рис. 75). Такое некоторое снижение амплитуды воздымания от фундамента к чехлу характерно для всего Жигулевского вала, что многие авторы логично увязывают с отраженным характером структуры верхних горизонтов. Тем не менее есть и важное закономерное исключение из этого правила: наибольшая (1100 м) высота подъема кровли фундамента над днищем Ставропольского прогиба отмечается для западной (сызранской) части вала, тогда как кровля палеозоя воздымается к востоку, в направлении Жигулевских гор, где в районе Зольненского поднятия поднята на 650 м над тем же репером. Смена стиля структуры происходит примерно на уровне терригенной толщи среднего–верхнего девона (Л.Л. Казьмин и др., 1989 г.). Причину указанной дисгармонии можно искать в значительном (до 200–300 м) первичном утолщении карменноугольных осадочных пород к востоку. Однако нельзя исключать и чисто деформационные причины, связанные с динамическим отжиманием материала с вершины свода фундамента в районе Сызрани. Ниже мы еще коснемся этого вопроса.

Как говорилось выше, Жигулевский вал резко асимметричен. На его крутом северном крыле наклоны слоев достигают 10–14, а кое-где 38 и даже 90° (Карлово-Сытовская и Сызранская площади [Коноваленко, Ткаченко, 1979; Лобов и др.,

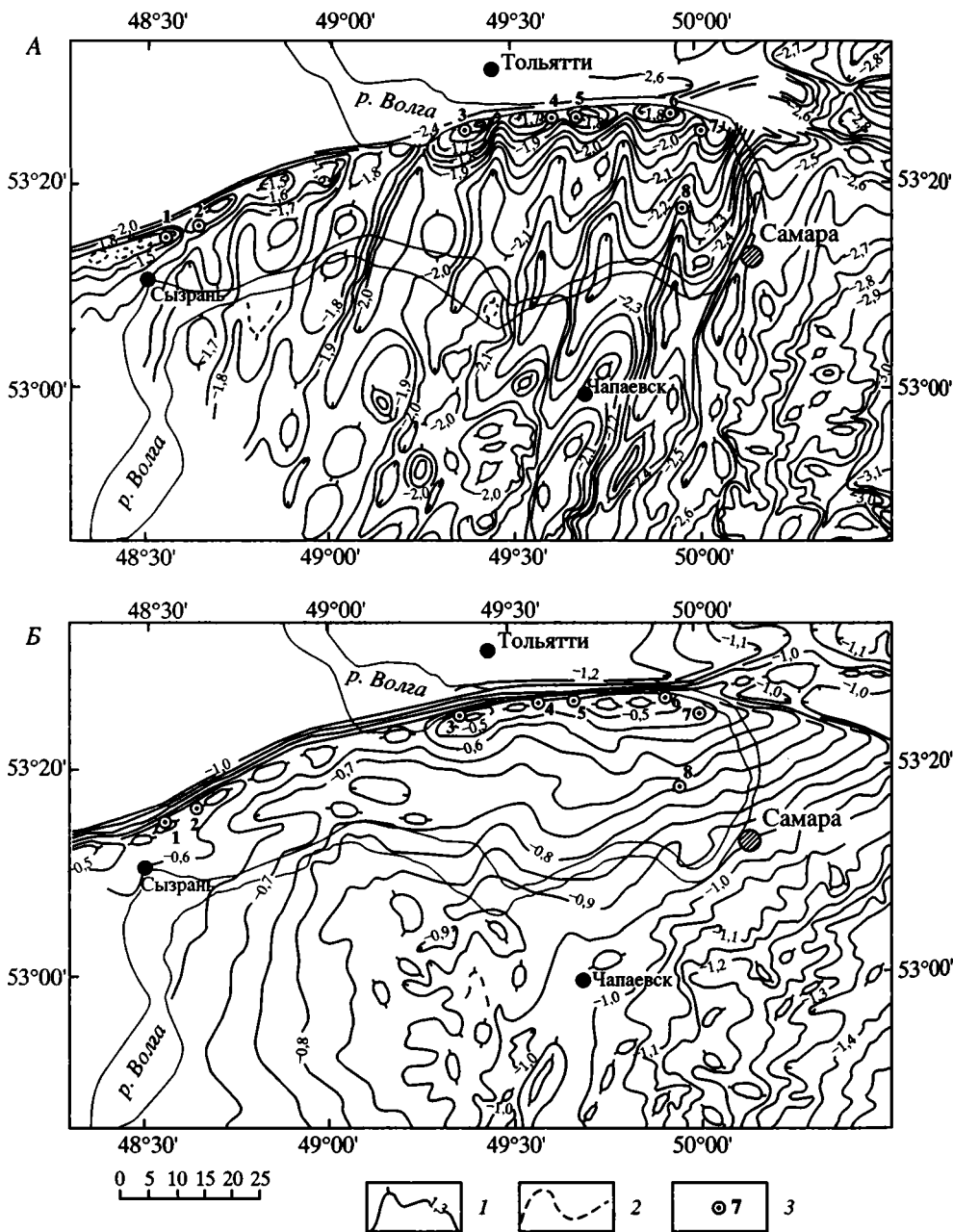


Рис. 75. Структурные карты центральной части Жигулевского вала

А – по кровле фундамента; Б – по кровле верейского горизонта среднего карбона, по [Казьмин и др., 1983; Л.Л. Казьмин и др., 1989 г.]; 1 – основные стратозогипсы, проведенные через 50 м (глубины – в км); 2 – дополнительные стратозогипсы; 3 – пункты замеров трещиноватости

Fig. 75. Structural maps of the central part of Zhiguli swell

А – constructed on the top of basement; Б – constructed on the uppermost Middle Carboniferous (modified after L.L. Kaz'min et al., 1989); 1–2 – structure contour lines, km: 1 – main, 2 – additional; 3 – sites of mesotectonic observations

1974)) , тогда как на южном не превышают 1–2°. Северное крыло сопровождается протяженным взбросом, сместитель которого наклонен под углами 60–70°, а иногда до 35° [Долицкий, Берман, 1961; Лобов и др., 1974]. В одной точке отмечено даже субгоризонтальное залегание козырька надвига [Лобов и др., 1974; Лобов, Кавеев, 1975], однако, учитывая, что в висячем крыле здесь залегают более молодые осадочные отложения, чем в лежащем (палеоцен и альб соответственно), оно может оказаться проблематичным. Взброс четко прослежен бурением вплоть до фундамента [Долицкий, Берман, 1961; Казьмин и др., 1983; Лобов и др., 1974], где, по некоторым данным (Л.Л. Казьмин и др., 1989 г.), его амплитуда даже увеличивается. Поперечная асимметрия Жигулевского вала подчеркивается еще и тем обстоятельством, что с его крутым северным крылом сопряжен выраженный в тех же горизонтах чехла Ставропольский линейный прогиб, к тому же дополнительно углубляющийся в сторону вала. Прогиб приурочен к наиболее поднятой части вала и по простиранию затухает вместе с ним. Такой характер сочленения напоминает границу складчатой зоны и краевого прогиба и может свидетельствовать о том, что Ставропольский трог просел в результате поддвига либо гравитационной компенсации принадвигового скучивания масс.

Осевая зона вала осложнена многочисленными локальными брахискладками с длиной от 3–5 до 30 км (см. рис. 75), которые сконцентрированы около северного (привзбросового) крыла. Такой характер их приуроченности подтверждает предположения о том, что и другие цепочки куполов (особенно много их на восточном погружении вала, см. рис. 79) также связаны с глубинными разломами или флексурами [Андреев и др., 1963; Аширов и др., 1968; Санаров, 1973]. Поэтому их часто называют “шовными зонами”, разграничивающими блоки фундамента [Санаров, 1973]. Локальные поднятия внутри каждой такой цепочки расположены кулисно или четковидно.

История формирования Жигулевских дислокаций. Современный Жигулевский вал приурочен к узкому прогибу той же субширотной ориентировки, сложившемуся в среднем девоне на фундамент платформы между Ульяновским и Пугачевским сводами. Прямолинейная конфигурация трога не исключает того, что это мог быть не только заполнившийся эрозийный врез, но и небольшой авлакоген. В эйфеле его ось почти совпадала с осью современного вала, но к началу позднего девона прогиб перескочил к северу, в район Ставропольской впадины [Грязнов, Силонов, 1961]. Именно с этим многие исследователи и связывают возникновение современного структурного плана Жигулевских дислокаций [Горошков, 1980; Грязнов, Силонов, 1961; Казьмин и др., 1983; Коноваленко, Ткаченко, 1979; Санаров, 1973], а также Л.Л. Казьмин и др. (1989 г.). Крутой южный борт прогиба в позднем девоне–карбоне проходил как раз где-то вдоль современного Жигулевского разлома. Вместе с тем отсутствие каких-либо серьезных угловых несогласий в толще среднего–верхнего палеозоя и небольшая амплитуда расчленения (не более 100–200 м) исключают, на наш взгляд, возможность проявления сколько-нибудь существенного горизонтального сжатия в то время – если тогда и возник разлом вдоль северного края Жигулей, то, скорее всего, это был обычный для начала плитной стадии развития платформы конседиментационный сброс, который во время гораздо более поздней фазы сжатия трансформировался в надвиг. Приуроченность же современного вала к средне-позднепалеозойскому грабенообразному прогибу скорее всего вызвана тем, что слагающая его осадочная призма, оказавшись в поле меридионального сжатия, была в большей степени способна к деформации, нежели соседние выступы жесткого фундамента. Нет никаких явных признаков меридионального сжатия Жигулей и для герцинской

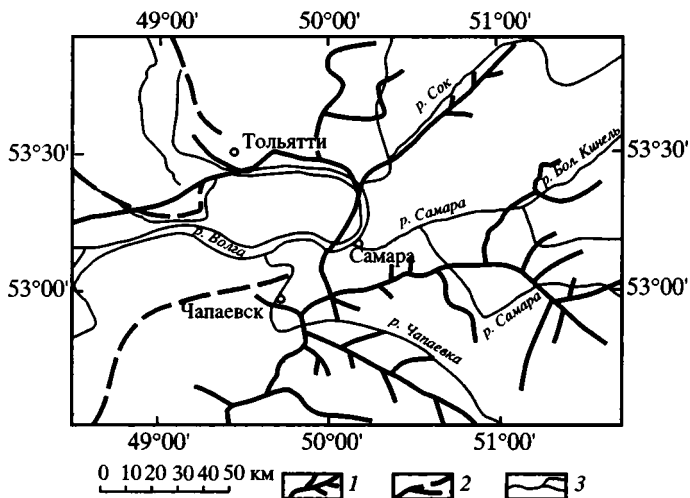


Рис. 76. Палеореки Жигулевского района [Москвитин, 1962; Обедиентова, 1957, 1975; О.А. Смушкевич и др., 1978 г.]

1–2 – ископаемые эрозионные врезы: 1 – предакчагыльские (ранний плиоцен?), 2 – позднеапшеронско-раннечетвертичные, 3 – современные реки

Fig. 76. Paleorivers of Zhiguli region (modified after [Обедиентова, 1975] and O.A. Smushkevich et al., 1978)

1–2 – buried downcuttings, age: 1 – Per-Akchagylian (Early Pliocene), 2 – Late Pliocene-Quaternary; 3 – recent rivers

орогенической эпохи: ею был создан лишь очень пологий региональный наклон слоев к востоку (т.е. в неподходящем для такого сжатия направлении), зафиксированный географическим несогласием в подошве юры.

Основная же эпоха образования современной структуры вала вместе с осложняющим его взбросом приходится на новейший этап [Горошков, 1980; Казьмин и др., 1983; Коноваленко, Ткаченко, 1979; Обедиентова, 1953; Санаров, 1973], когда, по оценкам разных специалистов, сформировалось от 70 до 90% современной амплитуды поднятия. При этом нужно учесть, что оставшиеся 10–30% связывают с позднедевонско-раннекаменноугольной фазой тектогенеза, которая, как мы попытались показать выше, вряд ли была связана со сколь угодно значительным меридиональным сжатием. Следовательно, последнее имело место только в неотектоническую эпоху.

Время начала новейшей деформации определить непросто из-за полного отсутствия каких-либо осадочных отложений в интервале от верхов эоцена до начала плиоцена и неясностей в датировках поверхностей выравнивания¹⁴ [Горошков, 1980; Обедиентова, 1957], однако можно полагать, что, как и в Северном Предкавказье и Нижнем Поволжье, она началась не раньше конца раннего миоцена и особенно активизировалась в позднем миоцене–раннем плиоцене [Копп, 1997, 1999, 2000; Милановский, 1940; Милановский, 1987]. При этом, как и в перечисленных выше регионах, в Жигулях благодаря присутствию морских отложений акчагыльского возраста отчетливо выделяются две главные фазы новейшей деформации: пред- и послеперекчагыльская. Первая из них, как и везде, была особенно мощной и привела к образованию почти всей современной ампл-

¹⁴ Жигулевскую водораздельную поверхность разные исследователи датируют то как предсарматскую, то как предакчагыльскую [Обедиентова, 1953].

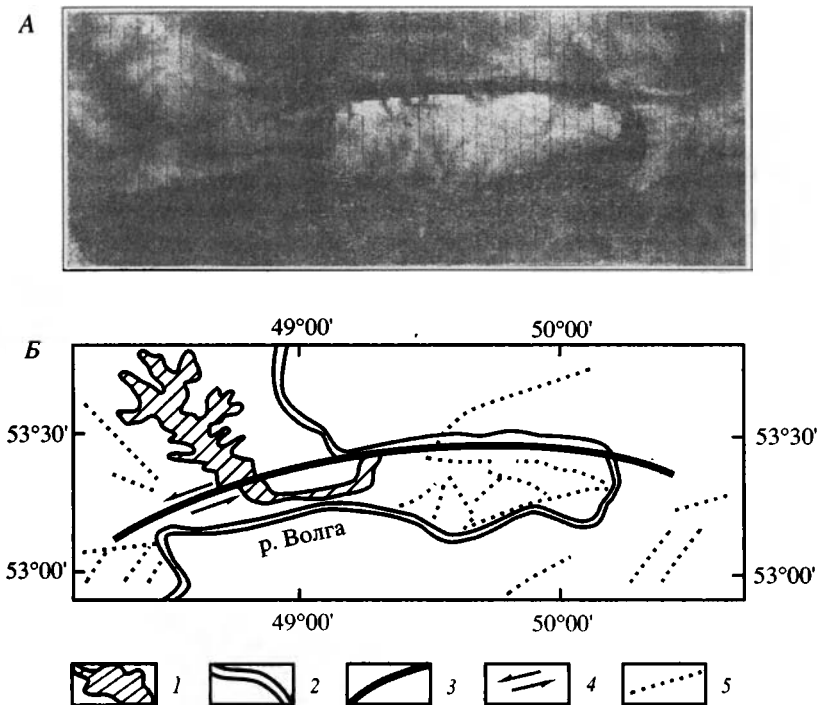


Рис. 77. Цифровая карта гипсометрии рельефа района Жигулевского вала, синтезированная А.И. Иоффе (А), и ее структурная интерпретация (Б)

1 – долина р. Усы; 2 – приблизительный контур русла Волги; 3 – Жигулевский новейший разлом; 4 – направление сдвига, установленное по смещению долины р. Усы; 5 – некоторые линейменты

Fig. 77. (A) 30'' digital elevation model of Zhiguli region synthesized with computer, based on USGS EROS Data Center data (<http://cdcwww.cr.usgs.gov/landdac/gtopo30/gtopo30.html>) and its structural interpretation (B)

1 – valley of Ousa R.; 2 – rough contour of Volga R. valley; 3 – recent Zhiguli fault; 4 – shear inferred from offset of Usa R. valley; 5 – lineaments

литуды Жигулевского вала и осложняющего его разлома [Коноваленко, Ткаченко, 1979]; вторая, более скромная, тем не менее обусловила заметный (до 15–20°) наклон акчагыльских слоев.

Интенсивное воздымание Жигулей продолжалось в течение всего четвертичного периода [Обедиентова, 1953, 1957], о чем свидетельствуют деформации волжских террас и другие геоморфологические признаки, в частности, обтекание локальных поднятий дугообразными долинами ручьев и особенности карстовых процессов [Горошков, 1980; Обедиентова, 1953, 1957]. Явно антецедентный характер имеет меридиональный отрезок Волги около Самары, заложенный еще перед акчагылом [Москвитин, 1962; Обедиентова, 1957, 1975]. Интересно, что в особенностях четвертичного рельефа могут быть найдены некоторые черты, свидетельствующие о продолжающемся горизонтальном сжатии. Выявлено, например, сильное увеличение крутизны (в плане) Самарской Луки в течение плейстоцена: ее северный и южный фланги мигрировали навстречу друг другу (рис. 76), обозначая тем самым последовательное сужение Жигулевского вала и одновременное углубление ограничивающих его прогибов [Москвитин, 1962; Обедиентова, 1957, 1975], а также (О.А. Янушкевич и др. 1978).

A



Б



Рис. 78. Антиклиналь техногенного происхождения на дне старой заброшенной выработки, находящейся на берегу Волги, сразу к северу от карьера "Яблоневый Овраг"

A – часть свода и южного крыла антиклинали (на переднем плане, внизу снимка), слева видны трещины отрыва, выраженные резкими ложбинами; *B* – трещины отрыва в своде антиклинали, образующие эшелонированный левоуклисный ряд

Fig. 78. Technogenic anticline in neglected quarry to the north of the Yablonevyi Ovrage (Apple Gully) quarry

A – Part of apex and southern limb of anticline (in the foreground, below). To the left are opened extensional (break-away) fractures expressed by sharp mini-canyons; *B* – en echelon arranged extensional fractures in the anticline core that indicate sinistral shear



Зона Жигулевского разлома в начале плиоцена ограничивала крутой южный борт одного из притоков Волги, который в плейстоцене в результате поднятия вала был перехвачен р. Усой. На материалах дистанционного зондирования прекрасно видно, как Жигулевский разлом, дешифрирующийся как плавно изогнутый взбросо-надвиг, в своей западной части, где он принимает восток-северо-восточное простирание, смещает влево древнюю долину р. Усы на расстояние около 2 км (рис. 77). Возраст последней не совсем ясен: по данным [Москвитин, 1962], она заложилась перед акчагылом, но по другим источникам [Обедиентова, 1957, 1975], О.А. Янушкевич и др. (1978) – в раннем плейстоцене. Если принять последнюю датировку, то тогда окажется, что скорость горизонтального смещения по сдвигу может достичь 0,3–0,5 см/год, что сопоставимо с измеренной по геоморфологическим данным скоростью четвертичного подъема Жигулевских гор, составляющей около 0,2 см/год [Обедиентова, 1953, 1957].

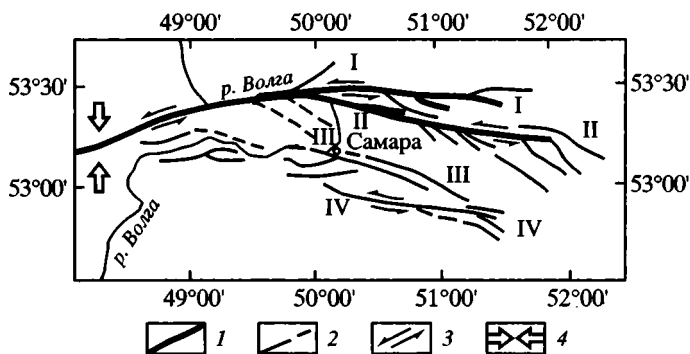


Рис. 79. Главные структурные линии центральной-восточной части Жигулевского вала, выраженные продольными разрывами, флексурами и цепочками брахискладок и соответствующие в той или иной степени доказанным глубинным разломам фундамента [Андреев и др., 1963; Аширов и др., 1966; Казьмин и др., 1983; Л.Л. Казьмин, 1989 г.]; кинематическая интерпретация сделана автором

1 – зона Главного Жигулевского разлома; *2* – прочие структурные линии; *3–4* – предполагаемые по особенностям структурного рисунка направления: *3* – сдвига, *4* – регионального пережима Жигулевской виргации. Локальные вали, ответвляющиеся от основного Жигулевского вала: I–I – Мухановский, II–II – Дмитриевский, III–III – Кулешовский, IV–IV – Кохановский

Fig. 79. Major structural lineaments of Zhiguli swell expressed in longitudinal faults, flexures, and chains of brachyfaults and corresponding deep-seated basement faults (modified after [Андреев и др., 1963; Аширов и др., 1966], kinematics is interpreted by M.L. Kopp)

1 – Main Zhiguli fault; *2* – other structural lines; *3–4* – inferred from structural pattern features orientation of: *3* – wrench, *4* – area and orientation of compression of the Zhiguli virgation. Local swells branching off principal Zhiguli swell: I–I – Mukhanovsky; II–II – Dmitrievsky; III–III – Kuleshovsky; IV–IV – Kokhanovsky

Заканчивая раздел о возрасте структуры, нельзя не упомянуть распространенные в некоторых местах Жигулей мелкие сложные складки, часто затрагивающие акчагыльские и четвертичные отложения. Их приуроченность к эрозионным врезам дала основание [Либрович, 1958] сделать вывод о происхождении этих структур в результате гравитационного нагнетания материала в понижения рельефа. Вероятно, нечто подобное нам удалось наблюдать в заброшенной северной выработке карьера “Яблоневый Овраг“, недалеко от Жигулевского разлома [Копп, Тверитинова, 1999]. На дне карьера, сложенном карбонатными породами верхнего карбона, образовалась выраженная в рельефе пологая (15–20°) антиклиналь, современный возраст которой доказывается тем, что ее свод разбит абсолютно свежими, зияющими трещинами отрыва (рис. 78). Самая простая разгадка этого явления заключается в следующем: после того, как разработчики выбрали породу и тем самым сняли литостатическую нагрузку, а затем из карьера надолго ушли, создалась возможность для постепенного диапирового перетекания менее вязких доломитов и мергелей в сторону понижения рельефа. Таким образом, антиклиналь на дне карьера имеет явно техногенное происхождение. Однако случайно или нет, но трещины отрыва в ее своде расположены эшелонированно в соответствии с левым сдвигом, а именно обстановка сжатия с левым сдвигом установлена около Жигулевского разлома по данным мезотектонических наблюдений и результатам анализа структурного рисунка (см. ниже), поэтому не исключено, что в стенках заброшенного карьера разгружались не только чисто гравитационные, но и региональные тектонические напряжения.

Анализ структурного рисунка. Прежде всего обратим внимание на упоминавшееся выше разветвление Жигулевского вала и осложняющей его флексурно-разрывной зоны к востоку (рис. 79). На западе, около Сызрани, здесь присутствует всего одна структурная линия, однако уже в восточной части Самарской Луки она начинает оперяться отходящими на восток и восток-юго-восток цепочками брахиантиклиналей (Мухановский, Коханский, Дмитриевский валы и др.) [Андреев и др., 1963; Аширов и др., 1966]. По мере удаления от Жигулей все они погружаются, выполаживаются и расходятся, принимая северо-западное и даже север-северо-западное простирание, поперечное ориентировке Жигулевского вала в целом. Более проблематично сочленение с последним выполаживающейся к западу Кулешовской структурной линии, намечаемое только по Южно-Самаролукской гравимагнитной ступени [Аширов и др., 1996]. Все перечисленные ответвления Жигулевского вала, как и он сам, имеют более крутые северные крылья, что доказывает парагенетичность этих структур. Для сравнения можно сказать, что линейные поднятия, находящиеся к северу от последнего, ближе к Татарскому своду (Елховско-Боровский вал и др.), скошены к югу.

Охарактеризованный структурный рисунок чрезвычайно похож на виргации, характерные для складчатых зон со сдвиговым стилем тектоники (“конский хвост”, “сдвиговый веер” и т.д.) [Копп, 1997; Лукьянов, 1991]. Существенно, что все отходящие от основного ствола Жигулевской флексуры ветви, во-первых, обязательно имеют несколько косое, а иногда и почти поперечное к ней простирание, во-вторых, не продолжают через нее к северу и, наконец, в-третьих, расположены кулисно одна к другой, в соответствии с левым сдвигом, причем все эти особенности повторяются в разных масштабах и для более локальных участков. Разделяемые отдельными швами блоки имеют треугольную либо ромбовидную форму в плане, характерную для блоков, ограниченных сдвигами.

Характер взаимного расположения структур свидетельствует, что главный Жигулевский разлом, резко обрезающий всю эту систему дислокаций на севере, имеет левосдвиговую компоненту. Тогда веерообразное расхождение складок и

их почти поперечную ориентировку можно объяснить затуханием к востоку меридионального сжатия, рассеянием сдвигового смещения и появлением слабого субширотного сжатия, вызванного торможением сдвинутого к востоку Жигулевского блока.

Этот вывод подтверждается детальным анализом структуры западной части вала (рис. 80), которая расположена в основании виргации, и где к тому же отмечаются наиболее пологие наклоны фронтального взброса. Жигулевский вал выражен здесь всего одной, на зато весьма четкой линией, и здесь же отмечается наибольшая (до глубины $-1,5$ км) амплитуда подъема кристаллического фундамента. Если наше предположение верно, то именно в этом районе будет находиться деформационная шейка – область наибольшего латерального выжимания масс, которое должно быть выражено сдвиговыми смещениями, и действительно, признаки последних существуют.

Например, на самом западе рассматриваемого участка отмечается резкий коленообразный изгиб осевой линии вала, сопровождающийся ступенчатым смещением к северу (вправо) Верховимского поднятия относительно Варваровского на расстояние около 20 км. Горизонтальная флексура, имеющая кулисное внутреннее строение, ориентирована косо (запад-северо-запад–восток-юго-восток) по отношению к генеральному направлению Жигулевского вала в данном месте (запад-юго-запад–восток-северо-восток), т.е. именно так, как и должен простираться правый сдвиг, образовавшийся при субмеридиональном сжатии. Несколько увеличенный ($50-60^\circ$ вместо теоретических $35-45^\circ$) угол сдвига по сравнению с обычным углом скалывания можно объяснить как наличием компоненты сжатия, так и вращением сместителя вокруг вертикальной оси в процессе деформации. О том, что в данном месте действительно произошло сдвиговое смещение, свидетельствуют резкое выкручивание северного крыла вала к западу от предполагаемого сдвига вблизи Верховимского поднятия (именно здесь, как и на Карлово-Сытовской площади, раньше всего удалось обнаружить взбросовое перекрытие [Грязнов, Силонов, 1961]) и разворот оси вала к юго-западу. Верховимский структурный нос, имеющий треугольную форму в плане, быстро погружается по мере удаления от горизонтальной флексуры, чем напоминает широко известные присдвиговые складки-ножны (аксоноклинали), возникающие при компенсации горизонтального смещения крыла разлома.

Другой диагональный сдвиг, только уже левый, северо-восточного простирания намечается по особенностям структурного рисунка на востоке рассматриваемого участка (см. рис. 80) между Сызранью и Сытовкой, где он совпадает с плавной поворачивающей к юго-западу линией главного Жигулевского разлома (см. рис. 75, 79). Этот сдвиг, как и сдвиг, охарактеризованный выше, выражен изгибом оси вала (с амплитудой 25–30 км) и изменением его поперечного профиля. К востоку от горизонтальной флексуры, между Троекуровкой и Сытовкой, вал скошен на север при очень пологом южном крыле; к западу же, около Сызрани, последнее сильно выкручивается [Грязнов, Силонов, 1961], и структура приобретает симметричный (“дивергентный”) профиль.

Таким образом, Сызранский участок Жигулевского вала, помимо того, что здесь четко прослеживается фронтальный взброс и отмечается наибольшая высота подъема фундамента, характеризуется еще и дивергентностью в поперечном сечении. Отсюда же расходятся в стороны (к западу и востоку соответственно) симметричные правые и левые сдвиги, обеспечивавшие перемещение материала вбок. Все это вполне согласуется с высказанным выше представлением о том, что в данном месте находится область наибольшего сжатия и латерального выжимания материала. При этом, судя по разветвлению Жигулевской



Рис. 80. Структура западной части Жигулевского вала [Грязнов, Силонов, 1961]; кинематическая интерпретация сделана автором

1 – стратонизогипсы по кровле яснополянского подъяруса нижнего карбона; 2 – направление сдвига

Fig. 80. Structure of western Zhirguli swell (modified after [Грязнов, Силонов, 1961]; kinematics is interpreted by M.L. Kopp)

1 – structure contour lines on uppermost Lower Carboniferous; 2 – strike-slips

виргации к востоку и большей длине (и амплитуде?) левого сдвига по сравнению с правым, преобладало восточное течение выжимаемых масс.

И, наконец, еще один, правда, дискуссионный элемент структурного рисунка: многочисленные ритмично повторяющиеся линейные прогибы субмеридионального ($10\text{--}20^\circ$) простирания, четко выраженные в структуре кровли фундамента и постепенно затухающие вверх (см. рис. 75, А и Б). Последнее дало повод исследователям, впервые выделившим данные структуры [Казьмин, Горелов, 1983], считать их девонскими грабенообразными прогибами. Однако, по нашему мнению, этому противоречат принципиальные особенности их расположения: все они, слегка воздымаясь и выклиниваясь к северу, пересекают Жигулевский вал, но при этом застревают в его фронтальном разломе, не продолжаясь дальше. Если бы они были древнее последнего, то хотя бы в одном месте переходили бы через разлом либо, напротив, заканчивались, не подходя к нему. Кроме того, весь домен указанных прогибов сам по себе строго приурочен к южному крылу современного Жигулевского вала и исчезает по мере затухания последнего (см. рис. 75, А)¹⁵.

Таким образом, парагенетичность этих структур очевидна, и если принять разделяемую подавляющим большинством исследователей точку зрения о но-

¹⁵ Бесперспективны любые попытки связать образование субмеридиональных прогибов с какими-либо конседиментационными структурами девонского времени: они почти перпендикулярны изопактам девона и пересекают как субширотный Жигулевский прогиб, так и находящееся на юге поднятие [Грязнов, Силонов, 1961], от эрозионных врезов их отличают прямолнейная, а не ветвистая конфигурация, строгая регулярность расположения и закономерно повторяющаяся поперечная асимметрия (крутые западные борты и пологие восточные).

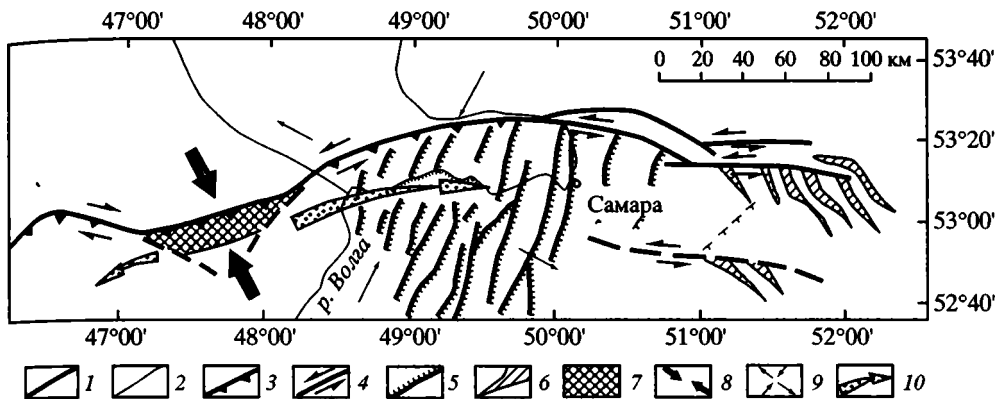


Рис. 81. Геокинематическая реконструкция новейшего макроструктурного ансамбля Жигулевского вала

1 – зона Главного Жигулевского разлома; 2 – остальные нарушения; 3 – взбросы и надвиги; 4 – сдвиги; 5 – сбросы; 6 – складки и флексуры, компенсирующие горизонтальные перемещения по сдвигам; 7 – область наибольшего подъема платформенного фундамента; 8 – место и направление пережима Жигулевской виргации, вызванного давлением Аравийской плиты; 9 – направления горизонтальных укорочения и удлинения в наиболее выдвинувшейся к северу части Жигулевского вала; 10 – направление латерального выжимания масс из деформационной шейки

Fig. 81. Geokinematic reconstruction of recent structural ensemble of Zhiguli region

1 – Main Zhiguli fault; 2 – other structural lines; 3 – reverse faults and thrusts; 4 – strike-slip faults; 5 – normal faults; 6 – folds and flexures compensating strike-slip displacements; 7 – area of the greatest uplift of the platform basement; 8 – area and orientation of compression of Zhiguli virgation caused by the Arabian plate pressure; 9 – orientations of horizontal shortening and lengthening in the most north outstanding part of Zhiguli swell; 10 – directions of a lateral escape of blocks out of deformational neck

вейшем возрасте Жигулевского вала и его фронтального разлома (см. выше), то тогда точно так же следует датировать и охарактеризованные выше субмеридиональные прогибы кровли фундамента. Тот же факт, что они затухают вверх по разрезу, естественнее связывать с общим для всего региона отраженным стилем деформаций платформенного чехла. Лучшая выраженность в последнем Жигулевского вала по сравнению с субмеридиональными прогибами (см. рис. 75, Б) связана с его существенно большей амплитудой по фундаменту (800–1000 м и 200–250 м соответственно, см. рис. 75, А).

Но если вышеохарактеризованные прогибы считать элементом новейшего структурного рисунка, то тогда становится понятной их север-северо-восточная ориентировка: именно так и должна быть направлена ось минимального растяжения (удлинения), если вдоль Жигулевского вала (имеющего восток-северо-восточное простирание) развивается сжатие с левым сдвигом. Таким образом, все главные структурные парагенезы региона укладываются в единый ансамбль (рис. 81), связанный с субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением. При этом получает объяснение и устойчивый стиль поперечной асимметрии субмеридиональных прогибов: все они имеют более крутые западные борта (обращенные к Вольскому новейшему прогибу и Прикаспийской синеклизе) и пологие восточные, что похоже на систему наклонных блоков, ограниченных листрическими сбросами. Понятно также и увеличение их глубины и концентрации по мере удаления от взбросового северного фланга Жигулей в сторону Вольского (Иргизского) прогиба: одновременные и одноранговые деформации сжатия и растяжения всегда должны быть несколько разобщены в пространстве.

Резюме. Суммируя все вышеприведенные данные, как опубликованные, так и основанные на материалах собственного изучения регионального структурного рисунка, можно констатировать, что макроструктура Жигулевского вала формировалась в обстановке горизонтального стресса. В наиболее сильно сжатой западной–центральной части вала ось максимального удлинения (для обстановок сброса и сдвига), судя по простиранию грабенообразных прогибов южных Жигулей, была направлена субширотно (запад-северо-запад–восток-юго-восток, 100–110°). Ось максимального укорочения, если исходить из левого взбросо-сдвигового характера фронтального разлома, должна здесь же занимать приблизительно субмеридиональное положение. Более точно определить ее ориентировку трудно, так как неясно соотношение амплитуд взброса и левого сдвига в зоне фронтального разлома. На самом западе, между Верхозимом и Сызранью, симметрично расходящиеся правые и левые сдвиги могут показывать север-северо-западное (345–350°) направление этой оси, но восточнее, где, судя по структурному рисунку, левосдвиговая компонента возрастает, ось способна отклониться к востоку до север-северо-востока 10–15°. Кстати, в этом случае она расположится поперек оси удлинения, установленной по грабенообразным прогибам. Предполагаемое по этим признакам некоторое вращение (в пространстве) оси субмеридионального укорочения конформно дугообразному изгибу Жигулевского разлома. При этом, если учесть, что вдоль большей части последнего присутствует компонента левого сдвига, то изогнутая конфигурация сместителя свидетельствует о повороте Жигулевского блока по часовой стрелке (см. рис. 81).

Описанная тектодинамическая обстановка реализовалась во взбросовом поле напряжений вдоль крутого северного склона вала и в сбросовом – на его пологом крыле, сопряженном с Вольским (Иргизским) плиоцен-четвертичным прогибом; последний составляет наиболее северное звено охарактеризованного ранее Западно-Прикаспийского трога. Кроме того, особо подчеркнем, что везде эти поля ассоциировали со сдвиговым полем, которое, возможно, играло главенствующую роль. В обстановке сдвига произошло латеральное выжимание материала из Сызранского синтаксиса. При этом в силу каких-то причин (близости Прикаспийской впадины?) здесь, как и в регионе Саратова, легче осуществлялось восточное направление транспорта выжимаемых масс. Главный Жигулевский разлом на большем своем протяжении является левым взбросо-сдвигом, обеспечивавшим такое перемещение.

Судя по тому, что амплитуда новейших вертикальных перемещений нарастает вниз по разрезу к кристаллическому фундаменту, логично допустить, что это же относится и к перемещениям по горизонтали. Иными словами, фундамент выполнял роль передатчика горизонтальных напряжений. Между тем не исключено, что в ходе общего сжатия происходили и сопровождавшиеся нагнетанием материала пластические деформации ряда горизонтов чехла, о чем, в частности, может свидетельствовать раздув мощности каменноугольных отложений в Жигулевских горах (хотя отчасти он первичен).

8.2. МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Вводные методические замечания и общая характеристика мезоструктур. Трециноватость изучалась в 8 пунктах, приуроченных к зоне Жигулевского разлома (см. рис. 74, а также рис. 82, 83), в залегающих субгоризонтально карбонатах каменноугольно-раннепермского возраста. Статистический анализ показал, что в районе распространены как субпослойные, так и поперечные слоистости крутые (70–90°) трещины, группирующиеся в несколько систем. Наклон-

ные к горизонту (20–40°) трещины относительно редки. Среди разных кинематических типов мезоструктур нами зафиксированы зеркала скольжения сбросовой, взбросовой и сдвиговой кинематики, кальцитовые и гипсовые жилы, стресс-стилолиты и зоны кулисно расположенных трещин отрыва (таблица).

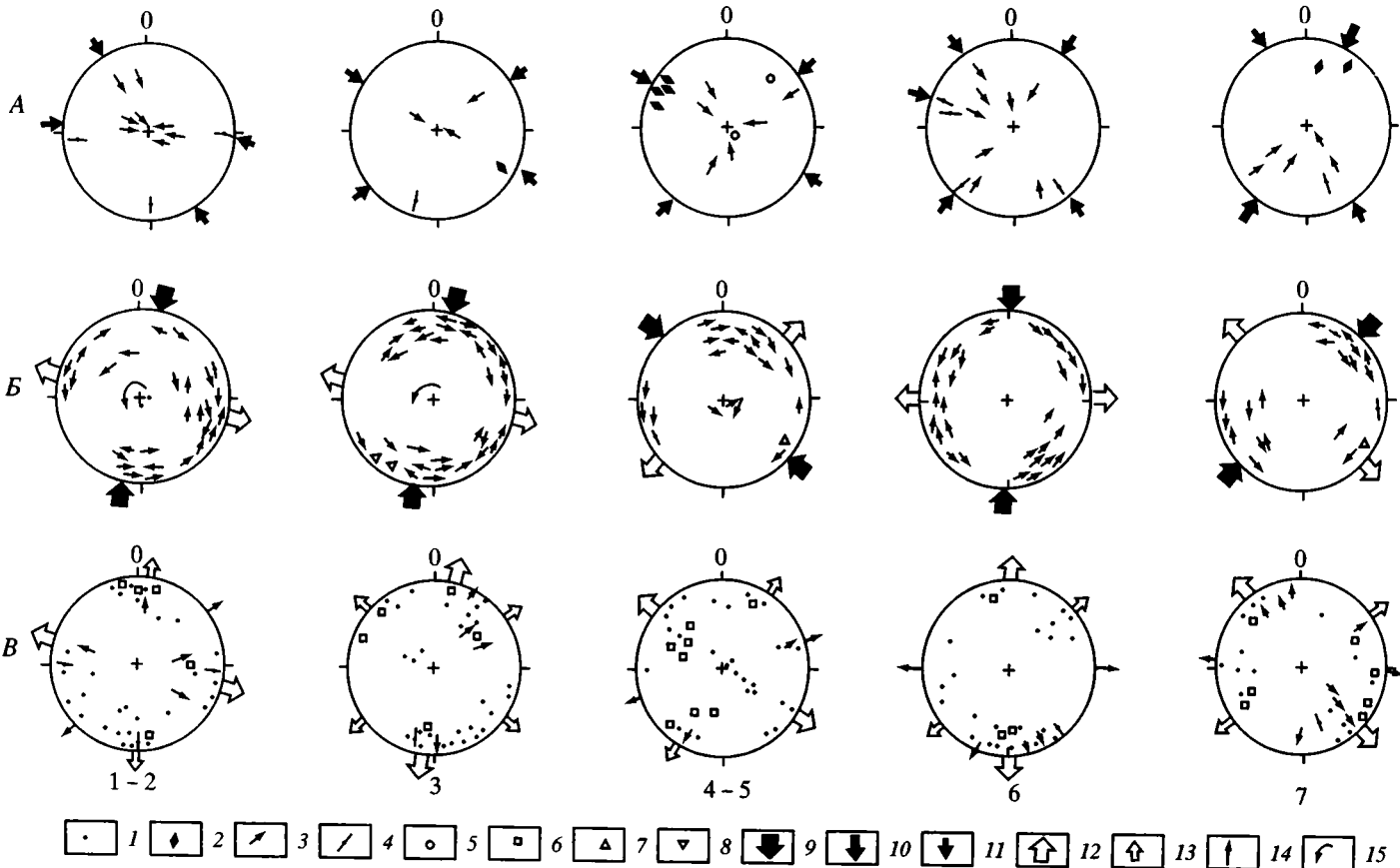
Поскольку замеры приходилось делать в породах позднепалеозойского возраста, то для этого района еще острее, чем для Доно-Медведицкой зоны, стоит проблема установления возраста мезоструктур, поскольку здесь полностью отсутствуют выходы меловых пород, что позволило бы провести хоть какое-то сравнение мезоструктурных парагенезов пород разного возраста. Здесь уже приходилось опираться только на результаты сравнения выявленных по мезотектоническим данным параметров поля деформаций с таковыми, установленными с помощью анализа новейшего макроструктурного рисунка. Как будет показано ниже, такое сопоставление оказалось достаточно обнадеживающим в отношении того, что присутствующие в верхнепалеозойских известняках борозды скольжения образовались (или, во всяком случае, переориентировались) на новейшем этапе.

Станции наблюдения. Рассмотрим результаты замеров трещиноватости с запада на восток вдоль Жигулевского разлома (см. рис. 74, 82, 83).

Станция № 1 (карьер у с. Троекурово). Пологое залегание верхнепалеозойских известняков осложнено здесь меридиональными флексурно-разрывными зонами с наклоном слоев до 30°. Трещиноватость представлена взбросами и сбросами, левыми сдвигами широтного и северо-восточного простирания, правыми сдвигами север-северо-западного направления, а также меридиональными жилами, отрывами и сбросами. По разбросу наклонов меридиональных сбросов и взбросов намечается широтно ориентированный пояс вращения. Характерная особенность – среди сдвигов преобладают разноориентированные левые, также выстраивающиеся в пояс вращения.

Результаты наблюдений позволяют восстановить следующие условия деформации: 1) меридиональное укорочение с удлинением по вертикали и широте (парагенез широтных взбросов, меридиональных отрывов и сбросов, правых сдвигов северо-западного и левых – северо-восточного простирания); 2) широтное укро-

Кинематические типы трещин	Станция наблюдения				
	Губино	Яблоне- вый Овраг	Бахилова Поляна	Богатырь	Ширяево
	Содержание от общего числа замеров, %				
Стилолиты	0,0	1,-1,2	4-6,1	0-0,0	2-3,4
Взбросы	9-10,0	6-7,0	7-10,6	8-10,5	5-8,6
Сбросо-взбросы	5-5,5	1-1,2	0-0,0	4-5,3	1-1,7
Сдвиги	1-1,0	1-1,2	2-3,0	0-0,0	2-3,4
Правые сдвиги	10-11,0	13-15,1	9-13,6	15-19,7	9-15,5
Левые сдвиги	28-30,7	28-32,5	13-19,7	20-26,3	10-17,3
Сбросы	9-10,0	9-10,5	11-16,7	6-7,9	15-26,0
Жилы и отрывы	29-31,8	27-31,3	20-30,3	23-30,3	14-24,1
Всего (100%)	89	87	66	76	58
Структуры сжатия	12,7	8,8	16,7	13,2	12,9
Структуры сдвига	42,7	48,8	36,3	46,0	36,2
Структуры растяжения	44,0	42,4	47,0	40,8	50,9



чение с удлинением по вертикали и меридиану (меридиональные флексурно-разрывные зоны, вероятно, ассоциирующие с надвиговыми субпослойными перемещениями; широтные отрывы и редкие правые сдвиги северо-восточного и левые сдвиги северо-западного простирания); 3) укорочение в северо-западном – юго-восточном направлении, выраженное взбросами северо-восточного простирания.

Станция № 2 (карьер у с. Губино). Слои заметно (10°) наклонены на северо-запад. Среди трещин встречены отрывы меридионального, широтного и северо-западного простирания, а также правые сдвиги запад-северо-западной и меридиональной ориентировки, широтные левые сдвиги, меридиональные сбросы, субпослойные и полого секущие слоистость взбросы того же направления. Их совокупность позволяет определить следующие условия деформации: 1) меридиональное укорочение – широтное удлинение (парагенез меридиональных отрывов, широтных стилолитов и правых сдвигов северо-западного простирания); 2) широтное укорочение (меридиональные пологие надвиги с широтным направлением штрихов, широтные крутые отрывы, левые сдвиги северо-западного простирания); 3) укорочение в северо-западном–юго-восточном направлении с компенсационным северо-восточным–юго-западным удлинением (редкие отрывы северо-западного простирания); 4) системы субпараллельных (широтного–запад-северо-западного простирания) левых и правых сдвигов; если все они одновозрастны, могли возникнуть при расплющивании (“содвиге”, по [Расцветаев, 1991]) с компенсационным растеканием материала по латерали. Этому не противоречит и присутствие пологих меридиональных надвигов, которые вместе с широтными сдвигами свидетельствуют о широтном транспорте материала.

Станция № 3 (карьер “Яблоне́вый Овраг”). Здесь резко преобладают правые и левые сдвиги широтного и северо-западного простирания. Встречены также широтные взрезы, субмеридиональные (север-северо-восточной ориентировки) надвиги и пологие сбросы северо-западного простирания. Отрывы и жилы сгруппированы в основную широтную и две подчиненные диагональные (северо-восточного и северо-западного простирания) системы. Существенная особенность – наличие субвертикальных секущих стилолитов северо-восточного простирания. Разноориентированные борозды скольжения вдоль субширотных трещин свидетельствуют

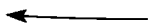


Рис. 82. Стереогаммы трещиноватости для района Жигулевских дислокаций [Копп, Тверитинова, 1999]

А – структуры сжатия; Б – структуры сдвига; В – структуры растяжения; 1–9 – станции наблюдений (местоположение см. на рис. 74, 75, 83): 1 – карьер у с. Губино, 2 – карьер у с. Троекурово, 3 – карьер “Яблоне́вый Овраг”, 4–5 – с. Бахилова Поляна, 6 – карьер “Богатырь”, 7 – Ширяевский карьер; 1–8 – полюсы трещин различных кинематических типов: 1 – жилы и отрывы, 2 – секущие стилолиты, 3 – сколы с установленным знаком смещения (сбросы, взбросы, правые и левые сдвиги), 4 – сколы с установленным направлением смещения, но без определенного знака, 5–8 – зоны сдвиговых деформаций разной кинематики (по кулисному расположению отрывов): 5 – взбросовой, 6 – сбросовой, 7 – правосдвиговой, 8 – левосдвиговой; 9–11 – оси сжатия (9 – 1-го порядка, 10 – 2-го порядка, 11 – 3-го порядка); 12–14 – оси растяжения (12 – 1-го порядка, 13 – 2-го порядка, 14 – 3-го порядка); 15 – направление вращения

Fig. 82. Stereograms of fracturing of Zhiguli region [Kopp, Tveritina, 1999]

A – Compression structures; B – Shear structures; B – Extension structures

Sites of mesotectonic observations (see Fig. 74, 75, 83 for location): 1 – quarry near Goubino V., 2 – quarry near Troekourovo V., 3 – “Yablonevy Ovrage” quarry, 4–5 – Bakhilova Polyana V., 6 – “Bogatyir” quarry, 7 – quarry near Shiryayev V.; 1–8 – poles of fractures of different kinematics: 1 – veins and break-away ruptures, 2 – cross-stylolites, 3–4 – slickensides and slip vectors for the upper hemisphere (3 – with clear slickensteps indicating kinematic type, 4 – without clear slickensteps); 5–8 – poles of fractures without slickenstriae but with a minor cast of a kinematics (offset of interbeds, fault-related rotation of bedding, en echelon arrangement of mini-structures): 5 – reverse faults and thrusts, 6 – normal faults, 7 – dextral strike-slip faults, 8 – sinistral strike-slip faults; 9–14 – predominant orientations of deformation axes: 9 – of maximal shortening (σ_3), 10 – the same, of the 2nd order maximal shortening, 11 – the same, of the 3rd order maximal shortening; 12 – of maximal lengthening (σ_1), 13 – the same, of the 2nd order maximal lengthening, 14 – the same, of the 3rd order maximal lengthening; 15 – direction of rotation

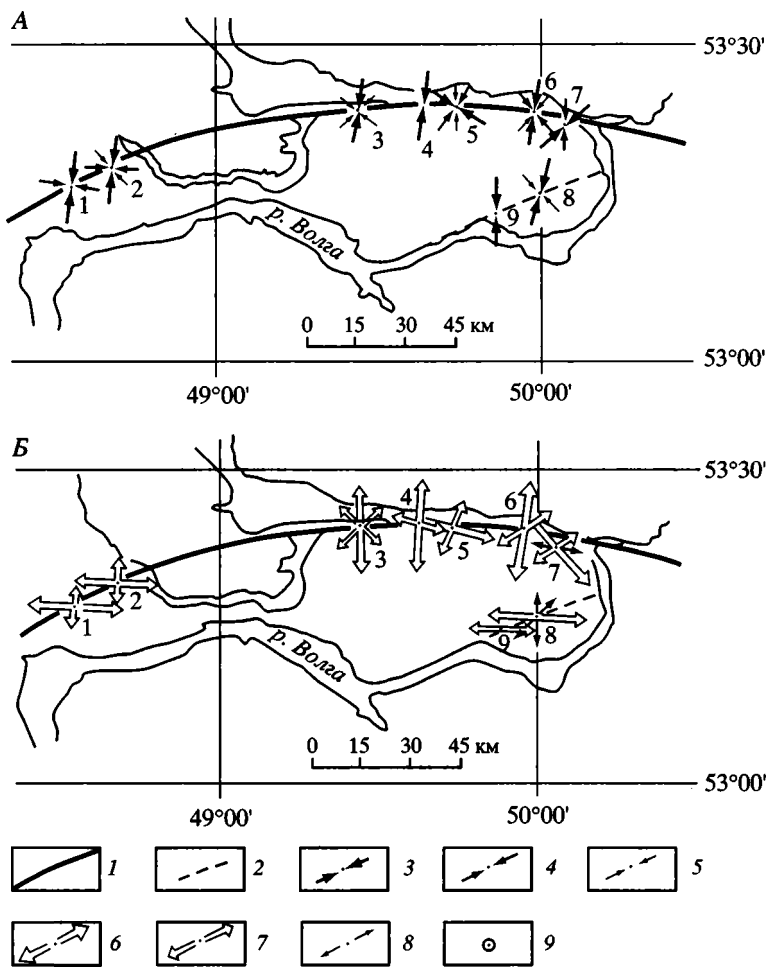


Рис. 83. Ориентировка осей деформаций укорочения (А) и удлинения (Б) в районе Жигулевского разлома [Копп, Тверитинова, 1999]

1 – Жигулевский разлом; 2 – предполагаемый разрыв; 3–5 – оси укорочения: 3 – 1-го порядка, 4 – 2-го порядка, 5 – 3-го порядка; 6–8 – оси удлинения: 6 – 1-го порядка, 7 – 2-го порядка, 8 – 3-го порядка; 9 – станции наблюдения

Fig. 83. Orientation of axes of maximal shortening (A) and maximal lengthening (B) in the vicinity of Zhiguli fault

1 – Zhiguli fault; 2 – inferred fault; 3–5 – axis of shortening: 3 – of the 1st order shortening, 4 – of the 2nd order shortening, 5 – of the 3rd order shortening; 6–8 – axis of lengthening; 6 – of the 1st order engthening, 7 – of the 2nd order engthening, 8 – of the 3rd order engthening; 9 – sites of mesotectonic observations

о расплющивании в меридиональном направлении. При таком же укорочении формировались правые сдвиги северо-западного и левые – северо-восточного направления. Однако взбросы и стилолиты северо-восточного простирания, сбросы и раздвиги северо-западной ориентировки и субширотные правые сдвиги показывают укорочение в направлении северо-запад-юго-восток. По субпараллельным взбросам и сбросам можно предположить наличие меридионального пояса вращения. Вместе с наиболее выраженной здесь системой широтных отрывов, отражающих условия меридионального растяжения, могли формироваться правые сдвиги северо-восточного и левые – северо-западного простирания.

Станции № 4–5 (с. Бахилова Поляна). В этом месте заметно преобладают мезоструктуры растяжения и сдвига, среди которых зафиксированы разноориентированные сбросы и отрывы, широтные и северо-западного простирания правые сдвиги и левые сдвиги меридиональной, широтной и северо-восточной ориентировок (преобладают над правыми). Чаще всего сдвиговые смещения наблюдались по широтной системе трещин. Сбросы и взбросы выстраиваются в пояс вращения с горизонтальной осью запад-северо-западной ориентировки. Кроме того, особо выделяются наклоненные в западных румбах отрывы и сбросы север-северо-восточного простирания, а также параллельные им субвертикальные стилолиты. Вся совокупность трещин объединяется в следующие структурные парагенезы: 1) северо-восточного–юго-западного укорочения (вышеупомянутый широто-взбросовый пояс вращения, сбросы северо-восточного и левые сдвиги – северо-восточного простирания); 2) северо-западного–юго-восточного укорочения (субвертикальные стилолиты северо-восточного простирания, взбросы той же ориентировки, широтные правые и меридиональные левые сдвиги, а также сбросы и отрывы северо-западного направления); 3) укорочения в направлении север–юг (правые сдвиги северо-западного простирания, широтные правые и левые сдвиги, образующие систему содвижения, меридиональные отрывы и сбросы).

Станция № 6 (карьер “Богатырь”). Здесь обнаружены взбросы, простирающиеся в целом в северо-восточном–юго-западном направлении с падением к северо-западу, крутые отрывы северо-западного направления, широтные сбросы и редкие отрывы той же ориентировки, а также рассеянные в пространстве и намечающие пояса вращения сдвиги с максимумами: правые – северо-западного простирания и левые – северо-восточного. По данным наблюдений восстанавливаются следующие условия деформации: 1) меридиональное укорочение (парагенез правых сдвигов северо-западного и левых – северо-восточного простирания, меридиональных отрывов, широтных содвигов); 2) северо-западное–юго-восточное укорочение (взбросы северо-восточного простирания, широтные правые сдвиги и отрывы северо-западного простирания); 3) меридиональное удлинение (широтные сбросы и раздвиги).

Станция № 7 (карьер у с. Ширяево). Трещины со смещением представлены здесь прежде всего сбросами северо-восточной (до меридиональной и широтной) ориентировки, правыми и левыми сдвигами северо-западного и в меньшей степени северо-восточного направления, меридиональными и диагональными (двух поперечных систем) крутыми отрывами и, наконец, редкими взбросами северо-западного простирания. Эти мезоструктуры группируются в два парагенеза: 1) меридионального укорочения – широтного удлинения (меридиональные сбросы и отрывы, правые сдвиги северо-западного и левые – северо-восточного простирания); 2) северо-восточного–юго-западного укорочения – северо-западного–юго-восточного удлинения (секущие стилолиты северо-западного, сбросы северо-восточного и образовавшиеся при содвиге (?) разноименные сдвиги общего северо-западного простирания (правые – с отклонением к север-северо-западу и левые – к запад-северо-западу). Отметим, что данный район интересен в том отношении, что здесь присутствуют самые северные выходы известняков, расположенные ближе всего к зоне Жигулевского разлома. В одном из них нами зафиксированы широтные взбросы и надвиги, прямо свидетельствующие о меридиональном укорочении.

Станции № 8–9 (сс. Торное – Шелехметь). В отношении представительности статистического набора замеренных мезоструктур этот участок уступает предыдущим, так как наблюдения проводились не в карьерах, а в небольших естественных обнажениях. Здесь встречены разноориентированные отрывы, ши-

ротные и северо-восточного простирания взбросы и правые сдвиги, меридиональные и северо-западного простирания сбросы и раздвиги. По данным наблюдений восстанавливаются условия укорочения в направлениях с севера на юг и северо-западном–юго-восточном, сбросы и взбросы намечают пояс вращения с широтно ориентированной осью.

Обсуждение результатов. Сравнение стереограмм трещиноватости, составленных для Жигулевского района, показывает, что здесь резко преобладают мезоструктуры сдвиговой и особенно раздвиговой (наклонные сбросы и отрывы) кинематики, характерные для обстановки трансензии. Мезоструктуры, образующиеся при горизонтальном сжатии в надвиговом поле напряжений (заметьно наклонные взбросы и особенно надвиги) редки. Кроме вышеуказанных типов трещин, возникающих при горизонтальной ориентировке главных осей деформации, довольно широко распространены и обычные для платформенных условий крутые взрезы, формирующиеся при вертикальном смещении блоков. Однако они уступают по распространенности сдвигам и раздвигам, и, следовательно, ведущие механизмы образования мезоструктур Жигулевского района прежде всего связаны с горизонтальными стрессами.

Основное горизонтальное укорочение ориентировано в целом субмеридионально, т.е. почти поперек Жигулевскому новейшему валу и осложняющему его северный борт разлому. Следовательно, последний образовался при боковом сжатии. Тем не менее настоящие надвиговые сколы в зоне разлома попадают только в наиболее северных точках Жигулевского уступа и представлены в основном крутыми (более 60°) взбросами. Гораздо чаще в зоне разлома встречаются субвертикальные трещины, образующие довольно тесную нарезку узких блоков наподобие грубого кливажа (с. Бахилова Поляна, карьеры “Богатырь” и “Яблоневый Овраг”). Характерно, что вдоль них (часто в пределах одной и той же плоскости) наблюдаются разнонаправленные – сдвиговые, взбросовые и сбросовые – смещения, что является признаком расплющивания материала поперек стенок трещин и его компенсационного растекания по латерали и вверх, содвиговый тип смещения, по [Расцветаев, 1991].

Таким образом, мезотектонические данные свидетельствуют, что Жигулевский новейший разлом образовался в обстановке горизонтального стресса, при котором ось максимального укорочения (наименьшего удлинения) была ориентирована почти поперек разлома. При этом в надвиговом варианте поля напряжений сжатие разрешалось не в форме надвига, а крутопадающего взброса (взреза) и содвиг с признаками сжатия поперек сместителя (разумеется, это не исключает возможность выполаживания разлома и его превращения в пологий надвиг на глубине, в фундаменте). Между тем главное горизонтальное удлинение реализовалось не в надвиговом, а в сдвиговом поле напряжений и было направлено горизонтально и субширотно, вдоль одноименного вала.

С последним выводом хорошо согласуются и те результаты наших мезотектонических наблюдений, которые свидетельствуют о наличии левосдвиговой компоненты разлома. Главные аргументы в пользу этого – явное преобладание левосдвиговых мезоструктур над правосдвиговыми (особенно в западной части района¹⁶, в районе сс. Троекурово и Губино, где наблюдаются выразительные левосдвиговые пояса вращения) и систематическое отклонение ориентировки вектора максимального горизонтального укорочения от строго поперечного к самому разлому. Как мы отмечали выше, оно везде простирается в целом субмеридионально, однако его конкретное направление закономерно меняется с запада на

¹⁶ Здесь же по особенностям макроструктуры отмечаются наиболее четкие признаки левосдвига.

восток (см. рис. 83). В самых западных точках (Губинские карьеры) горизонтальное укорочение слегка отклоняется от меридианального к север-северо-западу ($340\text{--}360^\circ$), в районе карьера “Яблоневый Овраг” и с. Бахилова Поляна – к север-северо-востоку ($0\text{--}15^\circ$), а на востоке Жигулей (Ширяево, Торновое) – уже с заметным отклонением в эту же сторону ($30\text{--}60^\circ$).

Оказывается, таким образом, что в каждой точке вектор главного укорочения занимает по отношению к Жигулевскому разлому несколько косое положение, отличающееся от поперечного на $10\text{--}40^\circ$ (см. рис. 83, А). Это означает, что линеймент соответствующего простирания должен характеризоваться помимо поперечного сжатия еще и значительной компонентой левого сдвига. Подчеркнем при этом, что угол отклонения не зависит от конкретной ориентировки разлома, который в пределах всего изученного участка сильно изогнут в плане в виде выпуклой к северу дуги. Следовательно, изгиб разлома не связан с изменением его кинематики вдоль простирания (например, с переходом сдвига в надвиг), и на всем протяжении он является искривленным в плане левым сдвигом. Это в свою очередь предполагает необходимость вращения южного крыла по часовой стрелке, что вполне соответствует и приведенным результатам анализа макроструктурного рисунка.

Помимо регионального укорочения по меридиану на некоторых (особенно западных) станциях проявляется субширотное укорочение, ориентированное примерно вдоль Жигулевского вала. Как отмечалось выше, именно на западе одноименная виргация более всего перехвачена по горизонтали и там же возрастает амплитуда вала по кровле фундамента. Такое увеличение сжатия (в разных направлениях) на западе Жигулевского района, устанавливаемое как по макро-, так и по мезотектоническим данным, логично связывать с резким недостатком пространства в вершине виргации, который к востоку и по мере расширения последней рассасывается за счет констатированного выше латерального выжмания материала. По-видимому, по мере удаления от точки зарождения тектонического потока (в данном случае – к востоку) уменьшается и объем пород, который ему приходится отодвигать в процессе продольного удлинения; ранее соответствующий вывод был сделан на примере других регионов в работе [Копп, 1997].

Как уже говорилось, сбросо-раздвиговые структуры распространены в районе не меньше, а может быть, даже и больше, чем структуры сдвига и сжатия, соответственно это ставит вопрос об их соотношении. Широкий разброс ориентировок раздвиговых трещин как будто свидетельствует о примате условий горизонтального растяжения (и вертикального сжатия), что и следует ожидать для платформ, где обычны вертикальные движения блоков, распирающих вышележащие породы. Однако группировка раздвиговых трещин в две регионально выдержанные системы (см. рис. 82, В) заставляет несколько уточнить это представление. Первая из них ориентирована субмеридионально (поперек Жигулевского вала) и поэтому ее легко увязать с семейством сдвигово-содвиговых мезоструктур, образовавшихся при меридиональном сжатии. Более многочисленную вторую систему, субширотного простирания, этим сжатием объяснить нельзя, как нельзя и связывать ее с компенсацией субширотного сжатия, которое, что уже отмечалось, слабо проявлено в районе. Поэтому наиболее вероятное истолкование генезиса такого “самозарождающегося” растяжения находится, на наш взгляд, только в компенсации сводового поднятия Жигулевской мегантиклинали. Последнее вполне могло (и должно было) возникнуть и при ее боковом сжатии. Так что особенного противоречия приведенным выше представлениям мы здесь не находим.

8.3. ВЫВОДЫ

Можно констатировать, что рассмотренные в этой главе данные анализа регионального структурного рисунка и результаты структурно-кинематического изучения трещинных мезоструктур достаточно гармоничны и показывают в целом одну и ту же картину. Новейшая структура Жигулевского вала образовалась при субмеридиональном сжатии (наименьшем растяжении) платформенного фундамента, особенно сильном на западе, в районе Сызрани. Сжатие, реализовавшееся главным образом в сдвиговом поле деформаций, результировало в латеральном выжимании Жигулевского блока к востоку и юго-востоку (с некоторым вращением по часовой стрелке), в сторону Прикаспийской впадины. Дугообразный Жигулевский разлом почти на всем протяжении является левым взбросо-сдвигом, аппроксимировавшим поворот одноименного блока. Поперек сместителя везде устанавливается сжатие, однако настоящие надвиговые трещины, параллельные разлому, редки, и, судя по наклону трещин, последний субвертикален (что не исключает возможности его выполаживания на глубине). Смещавшийся к востоку Жигулевский блок на западе (область отрыва?) испытал субширотное растяжение, а на востоке (область торможения и нагнетания материала?) – слабое субширотное сжатие.

С методической точки зрения чрезвычайно важно отметить хорошую сопоставимость результатов, полученных на основе анализа новейшего макроструктурного рисунка, с одной стороны, и данных изучения мезоструктур в палеозойских известняках – с другой. Это означает, что наблюдаемые ныне кинематические парагенезы трещин в палеозойских породах возникли в современном виде или во всяком случае испытали существенную реорганизацию на новейшем этапе. Иными словами, они вполне пригодны для восстановления неотектонического поля деформаций.

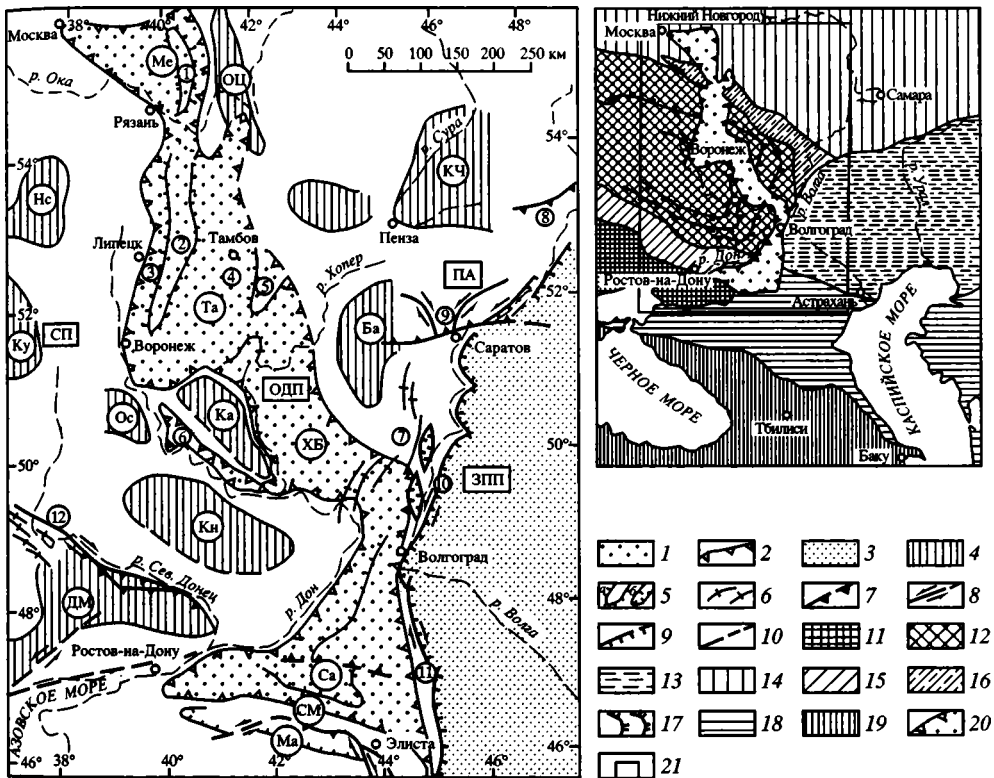
Глава 9

ОКСКО-ДОНСКОЙ НОВЕЙШИЙ ПРОГИБ

Окско-Донской новейший прогиб (рис. 84) в основной части выражен одноименной равниной, на западе и востоке граничащей соответственно со Среднерусской и Приволжской возвышенностями – новейшими сводами [Раскатов, 1969; Старухин, 1973; Трегуб и др., 1999]. Понижение рельефа выполнено аллювием неогенового Палеодона (рис. 85). Последний по протяженности и объему стока не уступал современной Волге [Холмовой, 1974], и сейчас мало кто из

Рис. 84. Районирование Окско-Донского новейшего прогиба. Справа – схема структурной позиции прогиба

1 – Окско-Донской прогиб в максимальных за миоцен-четвертичный этап размерах (интегральная картина); 2 – граница Окско-Донского прогиба; 3 – Западно-Прикаспийский (Заволжский) плиоцен-четвертичный прогиб; 4 – новейшие своды; 5 – контуры поднятий (а) и впадин (б); 6 – оси складок; 7–10 – известные и доказанные автором [Копп, 1999, 2000; Копп и др., 2000] разрывы обрамления Окско-Донского прогиба; 7 – взбросы и надвиги, 8 – сдвиги, 9 – сбросы, 10 – неясного кинематического типа; 11–17 – Восточно-Европейская платформа: 11 – Украинский щит, 12 – Воронежский массив, 13 – Прикаспийская синеклиза, 14 – Токмовский свод и Московская синеклиза; 15–16 – авлакогены; 15 – Днепровско-Донецкий, 16 – Пачелмский, 17 – условные структурные линии кровли фундамента Воронежского массива



(вершины треугольников – в сторону погружения); 18 – Скифско-Туранская платформа; 19 – Кавказский сегмент Альпийского пояса; 20 – Окско-Донской прогиб; 21 – контур основного рисунка на схеме.

Новейшие структуры 1-го порядка (в прямоугольниках): ЗПП – Западно-Прикаспийский прогиб, ОДП – Окско-Донской прогиб, ПП – Приволжское поднятие, СП – Среднерусское поднятие; **новейшие структуры 2-го порядка (в кругах):** Ба – Балашовский свод, ДМ – Донецко-Мелитопольский свод, Ка – Калачский горст, Кн – Кантемировский свод, Ку – Курский свод, КЧ – Керенско-Чембарский свод, Ма – Манычский прогиб, Ме – Мещерская ячея Окско-Донского прогиба, НС – Новосильский свод, Ос – Острогожский свод, ОЦ – Окско-Тснинский вал, Са – Сальская ячея Окско-Донского прогиба, СМ – Сальско-Манычская мегантиклиналь, Та – Тамбовская ячея Окско-Донского прогиба, ХБ – Хоперско-Бузулукская ячея Окско-Донского прогиба. **Прочие новейшие структуры (цифры в кругах):** 1 – Выхокореченский горст, 2 – Шукавкинско-Мичуринский горст, 3 – Кривоборский прогиб, 4 – Токаревский прогиб, 5 – Рождественское поднятие, 6 – Павловско-Мамонский прогиб, 7 – Доно-Медведицкие дислокации, 8 – Жигулевские дислокации, 9 – Саратовские дислокации, 10 – Приволжский уступ, 11 – Ергенин-ский уступ, 12 – Северо-Донецкий разрыв

Fig. 84. Tectonic zonation of Oka-Don neotectonic basin. Inset map shows a structural position of the basin

1 – the Oka-Don basin in its maximal dimensions for Miocene-Quaternary (integrated picture); 2 – boundary of Oka-Don basin; 3 – West Peri-Caspian ("Stalingrad") Pliocene Quaternary basin; 4 – recent uplifts; 5 – contours of positive (a) and negative (b) morphostructures; 6 – fold axes; 7–10 – border faults of Oka-Don basin: 7 – reverse faults and thrusts, 8 – negative-slip faults, 9 – normal faults, 10 – of unclear kinematics; 11–17 – East European craton: 11 – Ukraine shield, 12 – Voronezh anticline, 13 – Peri-Caspian syncline, 14 – Tokmov anticline and Moscow syncline; 15–16 – aulakogens: 15 – Dnieper-Donets, 16 – Pachelma, 17 – conventional structural contour lines of top of the Voronezh anticline basement (apexes of triangles indicate the dip direction); 18 – Scythian-Turanian platform; 19 – Caucasus; 20 – Oka-Don basin; 21 – location of structures showed on inset map

Neotectonic structures of the 1st orders (rectangles): ЗПП – West Peri-Caspian basin; ОДП – Oka-Don basin; ПП – Privolzhsky high; СП – Middle Russian high; **neotectonic structures of the 2nd order (circles):** Ба – Balashov high, ДМ – Donets-Mariupol high, Ка – Kalach horst, Кн – Kantemirovka high, Ку – Kursk high, КЧ – Kerensk-Chembar high; Ма – Manych trough, Ме – Meschera segment of the Oka-Don basin, НС – Novosil'sk arch, Ос – Ostragozhsk high; ОЦ – Oka-Tsna swell, Са – Sal segment of Oka-Don basin, СМ – Sal-Manych megaanticline, Та – Tambov segment of Oka-Don basin, ХБ – Khopyor-Buzuluk segment of Oka-Don basin. **Other neotectonic structures (figures in circles):** 1 – Vysokorechensky horst, 2 – Shukavkino-Michurinsk horst, 3 – Krivobore trough, 4 – Tokarev trough, 5 – Rozhdestvenskoye rise, 6 – Pavlovsk-Mamon pull-apart basin, 7 – Don-Medveditsa deformations, 8 – Zhiguli dislocations, 9 – Saratov dislocations, 10 – Privolzhsky escarpment, 11 – Ergeni escarpment, 12 – Seversko-Donets fault

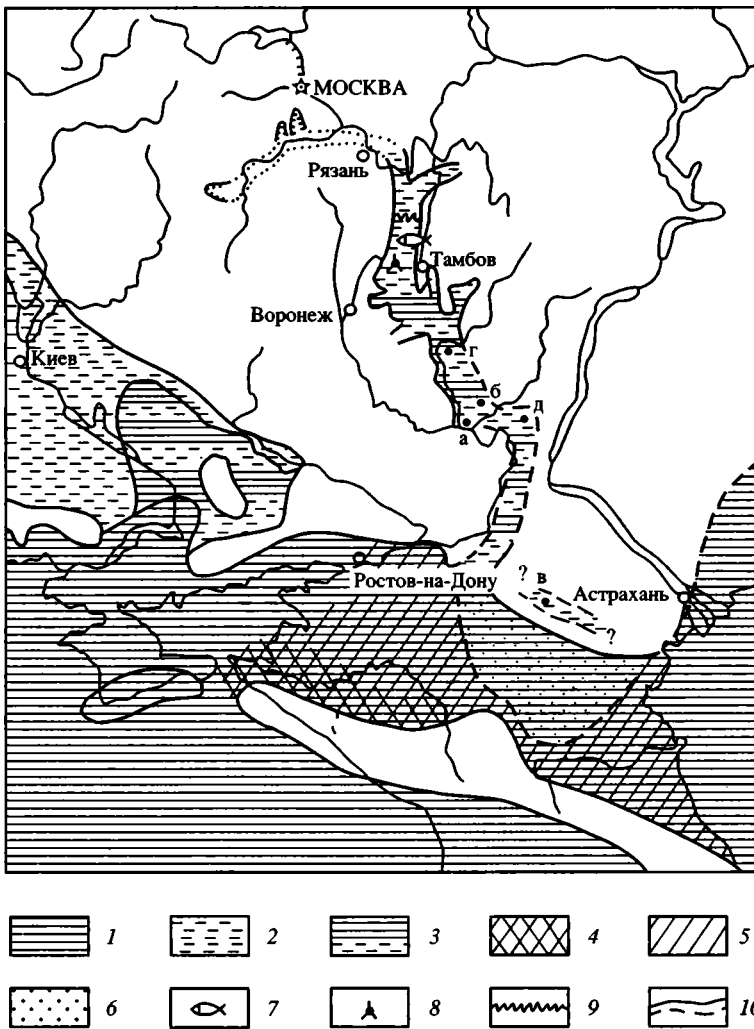


Рис. 85. Литолого-палеогеографическая карта юга и центра европейской части быв. СССР для чокракско-конкского времени [Миоцен..., 1977]

1 – морские отложения; 2 – аллювиально-озерные отложения, переходящие в морские осадки; 3 – чередование морских, лагунно-озерных и аллювиальных отложений; 4–6 – минералогические зоны Предкавказья: 4 – местного питания, 5–6 – платформенного питания (5 – ставролит-дистеновая, 6 – ставролитовая); 7 – находки морских рыб; 8 – морские диатомиты и находки семян морских трав; 9 – фациальные переходы; 10 – геологические границы, установленные и предполагаемые. Опорные разрезы (затянутые кружки): а – Серафимович, б – Михайловка, в – Троицкое, г – Поворино, д – Гурово

Fig. 85. Paleogeography of the southern and central parts of the former European USSR for Chokrak-Konka time [Миоцен..., 1977]

1 – marine deposits; 2 – alluvial and lacustrine deposits, gradually passing into marine deposits; 3 – alternation of marine, lagoon, lacustrine and alluvial deposits; 4–6 – mineralogical zones of Cis-Caucasus: 4 – of local supply, 5–6 – of platform supply (5 – staurolite-disten, 6 – staurolite); 7 – finds of marine fishes; 8 – marine diatomites and finds of seeds of marine grasses; 9 – facial transitions; 10 – geological boundaries. Key sections (black circles): а – Serafimovich, б – Mikhailovka, в – Troitskoe, г – Povorino, д – Gurovo

ученых сомневается, что эта грандиозная палеодолина была связана с полосой новейшего погружения и деструкции.

Несмотря на то что главные особенности новейшей тектоники региона выяснены весьма обстоятельно [Асеев, Веденская, 1962; Горецкий, 1967; Грищенко, 1952; Застрожных, 1975; Иосифова, 1971; Иоффе, Кожурин, 1997; Лобанов и др., 1985; Макарова и др., 1999; Миоцен..., 1977; Мирчинк, 1935; Петрокович, 1947; Раскатов, 1969; Родзянко, 1965; Старухин, 1973; Суханова, 2000; Трегуб, 1999, 2002; Трегуб и др., 1999; Трофимов и др., 1976; Шанцер, 1951; Холмовой, 1974], некоторые важные аспекты новейшей геодинамики остаются невыясненными. В их числе – роль и кинематика разрывных нарушений в неотектоническом структурном ансамбле, характер новейшего поля напряжений и деформаций и, самое главное, проблема происхождения Окско-Донского прогиба и его структурная позиция в системе позднеальпийских внутриплитных деформаций запада Евразии. Как будет показано, Окско-Донской прогиб по ряду параметров является двойником охарактеризованного выше Западно-Прикаспийского новейшего прогиба, развивавшегося в обстановке субширотного растяжения.

Для разрешения всех этих вопросов автор использовал два новых для данного района подхода: 1) установление кинематики новейших разрывов на основе их плановой конфигурации, по данным дешифрирования топокарт и специальных цифровых карт рельефа и 2) мезоструктурные наблюдения, включавшие массовые замеры трещин, зеркал скольжения и стилолитов в породах палеозоя, мела и антропогена [Копп и др., 2000]. При этом в первую очередь обращалось внимание на наличие слабо изученной предшествующими исследователями горизонтальной компоненты движений.

Однако мы начнем с анализа литературных данных о морфологии, возрасте и истории развития разных частей прогиба, которые, как оказалось, позволяют найти много интересных сведений о его геодинамике.

9.1. ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ: СИНТЕЗ ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ

Общая характеристика. Долина Палеодона (см. рис. 85) заложилась в самом конце раннего миоцена (коцахур–тархан – время накопления байчуровской и низов ламкинской аллювиальных свит неогенового разреза данного региона) [Миоцен..., 1977; Ю.И. Иосифова и др., 1992 г.]. О том, что это был именно тектонический прогиб, а не случайный эрозионный врез, свидетельствуют длительная (более 15 млн лет) история палеодолины, заметная (до 300 м) мощность выполняющих ее неоген-четвертичных осадков, наблюдаемые кое-где пологие склоны этих толщ и коррелятивных им поверхностей выравнивания и, наконец, синклиальная структура залегающих непосредственно под палеодолиной отложений палеогена–мела и иногда палеозоя [Миоцен..., 1977; Раскатов, 1969].

И вместе с тем Окско-Донской прогиб приурочен к более крупному своду литосферы, охватывающему Среднерусскую и Приволжскую возвышенности. Как убедительно констатируется в работе [Миоцен..., 1977], признаком этого является гораздо более глубокий предчокракский врез Палеодона по сравнению с таковым Палеоднепра (150–300 м и не более 20 м соответственно). Поскольку обе древние реки впадали в один и тот же – Понто-Каспийский – бассейн, такую существенную разницу в амплитуде размыва ложа нельзя объяснить разным режимом колебаний базиса эрозии, и связана она может быть только с неодинаковой скоростью подъема соответствующих участков суши.

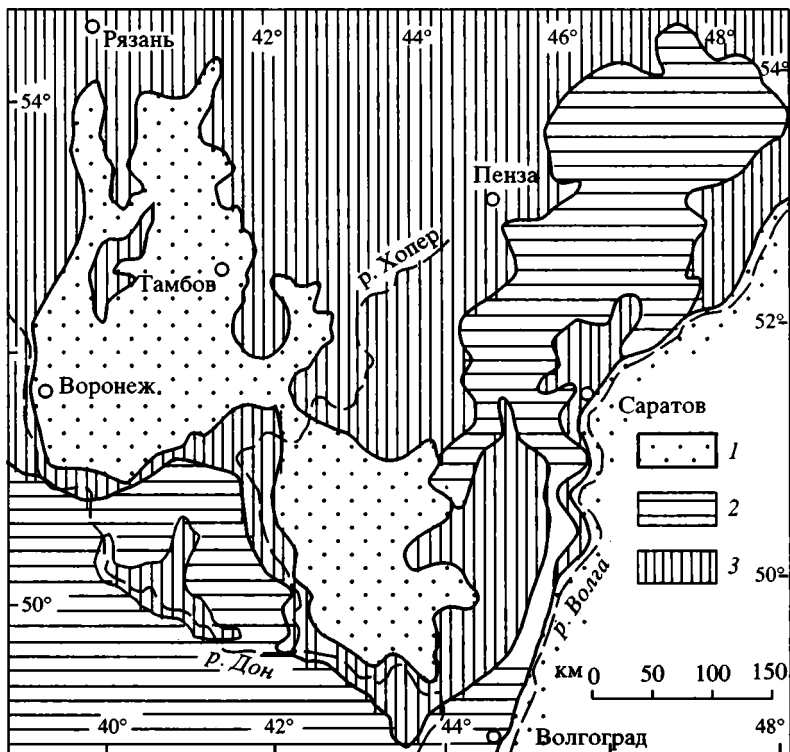


Рис. 86. Схематическая геологическая карта района Окско-Донского прогиба
 1 – сплошной покров неогеновых отложений; 2 – палеоген; 3 – меловые и более древние отложения

Fig. 86. Schematic geological map of the Oka-Don basin region
 1 – continuous Neogene-Quaternary cover; 2 – Paleogene; 3 – Cretaceous and older sediments

Добавим, что южная периклиналь и восточное крыло предсреднемиоценового свода обрисовываются границей мела и палеогена (рис. 86). Интересно, что и Западно-Прикаспийский новейший прогиб также приурочен к обширному своду с меловыми и палеозойскими отложениями в замке, а участок между ним и Окско-Донским прогибом выражен синклиальной полосой выхода палеоцена–эоцена (так называемая Ульяновско-Саратовская “синеклиза”).

Подобная приуроченность узких новейших прогибов к осевым линиям сводовых поднятий приводит к аналогии с областями рифтогенеза, где такую же позицию занимают рифтовые долины. Рассматриваемые своды имеют постэоценовый возраст: очевидно, наиболее интенсивно они воздымались в олигоцен–раннем миоцене (время общей регрессии на платформе), с некоторым опережением по отношению к Окско-Донскому и Западно-Прикаспийскому прогибам, о чем свидетельствует уменьшение амплитуды врезов в подошвах неогеновых свит вверх по разрезу [Миоцен..., 1977; Холмовой, 1974]. При этом, судя по времени максимального вреза, восточный свод просел существенно позже западного (в раннем плиоцене и среднем миоцене соответственно).

Прогибание Окско-Донского бассейна шло неравномерно: эпизоды расчленения тектонического рельефа чередовались со спокойными периодами нивелировки последнего, сопровождавшимися отложением мощного аллювия и иногда ингрессией моря. Следует подчеркнуть, что наиболее резкие и выдержан-

ные на площади несогласия, приуроченные к подошвам среднего миоцена, мейотиса-понта, плиоцена и среднего плейстоцена, совпадают с региональными фазами оживления тектонических движений в пределах не только платформ Юго-Восточной Европы, но и Кавказа и вообще всей Периаравийской коллизионной области, а также рифта Красного моря [Копп, 1997, 1999а]. Это убедительно показывает, что новейшее развитие данного региона диктовалось коллизионными событиями в Альпийском поясе.

Сегментация прогиба. В плане прогиб имеет коленчатую форму: его в целом меридиональные отрезки смещены один относительно другого, будучи соединены субширотными участками (см. рис. 84, 85). При этом детали его конфигурации кое-где связаны с неоднородностями геологического субстрата. Самый южный отрезок север-северо-восточного простирания, который мы назовем Сальским (по наименованию одноименной равнины), следует вдоль флексуры, отделяющей Сарматский щит от Прикаспийской впадины и Скифской плиты. Следующий к северу Хоперско-Бузулукский отрезок после небольшого пережима (где он быстро меняет простирание сначала на широтное, а затем – северо-западное) огибает периклиналь Павловского поднятия фундамента внутри Воронежского массива. Не менее четкий пережим отделяет от Хоперско-Бузулукской еще одну, самую широкую – Тамбовскую – ячею, строго меридионального направления. Последняя уже почти поперек сечет структурные линии Воронежского массива, но зато резко заканчивается на пересечении с Пачелмским авлакогеном. Находящаяся дальше к северу последняя – Мещерская – ячея смещена к западу от Тамбовской; на востоке она ограничивается новейшим горстом Окско-Цнинского вала.

Таким образом, в особенностях геометрии и структурной позиции Окско-Донского прогиба соседствуют два независимых мотива: во-первых, влияние структурных неоднородностей на форму и конкретную приуроченность его отдельных отрезков и, во-вторых, резко дискордантный по отношению к структуре фундамента характер прогиба, в целом свидетельствующий о его наложенности. Никак не объясняется отражением структуры субстрата общее кулисное смещение соседних отрезков к северо-западу в северном направлении. Здесь может рассматриваться предположение о сдвиге (правостороннем, если считать, что субмеридиональный прогиб образовался в результате субширотного растяжения). Рассмотрим особенности возраста и структуры каждого из выделенных сегментов.

Сальская ячея открывается на юге в систему впадин современного Предкавказья (Манычский и Индоло-Кубанский прогибы). В среднем миоцене-сармате ориентированная субмеридионально осевая линия рассматриваемого сегмента находилась в районе современной Ергенинской возвышенности, где тогда располагалась дельта Палеодона (А.С. Застрожнов и др., 1992 г.; Ю.И. Иосифова и др., 1992 г.) В конце миоцена-плиоцене поднятие Сальско-Манычского свода (Кряж Карпинского) и Ергеней оттеснило главную долину к руслу современного Дона, где она находится и до сих пор.

Хоперско-Бузулукская ячея, заложившаяся также в среднем миоцене, резко асимметрична: пологий северо-восточный борт и крутой юго-западный, сопровождающийся Нижнехоперским новейшим разрывом. На рубеже миоцена-плиоцена проседание распространилось и на единое прежде Острогжско-Калачское новейшее поднятие, ограничивавшее главную долину с юго-запада. Образовавшийся здесь Павловско-Мамонский трог отделил Калачский горст – сильно асимметричную (крутой восточный борт и пологий – западный) ступень на склоне главного новейшего прогиба. В то же время на северо-востоке начался подъем Приволжской возвышенности, имеющей тот же знак асимметрии, и по-

этому можно сказать, что к началу плиоцена Окско-Донской прогиб в данном пересечении представлял собой систему наклонных блоков с крутыми восточными бортами и пологими западными. Территория, находившаяся к востоку от Нижнехоперского разрыва, в раннем плиоцене еще соединялась с Прикаспийской впадиной и служила ареной накопления аллювиальных осадков ергенинской серии. Однако усилившийся на рубеже плиоцена–квартера подъем Приволжского наклонного блока [Копп и др., 1999], см. также главу 4, выключил эту область из процесса седиментации, и плиоценовый аллювиальный бассейн сузился и был оттеснен к западу, в сторону современных долин рр. Дон и Хопер.

Тамбовская ячея отличается от прочих своей шириной и длительностью развития. Новейшее воздымание здесь проявилось в меньшей степени, и вплоть до настоящего времени в этом районе идет интенсивное осадконакопление. Вместе с тем, как и на юге, здесь проявилась направленная к западу миграция оси прогиба, выраженная последовательным смещением русел Палеодона [Миоцен..., 1977; Раскатов, 1969; Холмовой, 1974]. Среднемиоцен–сарматский трог, в котором отлагались осадки ламкинской и горелкинской свит [Иосифова, 1971; Миоцен..., 1977], находился почти на самом востоке ячеи, на меридиане Тамбова (“Токаревский прогиб”, по [Раскатов, 1969]). Любопытно, что, в отличие от более поздних прогибов, он имел достаточно крутой восточный борт; о строении же западного, уничтоженного последующей эрозией, сказать ничего нельзя. В конце миоцена–начале плиоцена (время накопления усманской свиты) седиментация охватила почти весь Тамбовский сегмент в его нынешнем пересечении (Ю.И. Иосифова и др., 1992 г.), за исключением самой западной части, куда долина мигрировала только на рубеже плиоцена–квартера (“Кривоборский прогиб”, по [Раскатов, 1969]). При этом русло смещалось скачкообразно, и участки между двумя последовательными его положениями имеют признаки новейших поднятий [Раскатов, 1969; Старухин, 1973], крупнейшее из которых – Шувалкинский горст между Кривоборским и Токаревским прогибами.

Усманская и более молодые свиты Тамбовской ячеи врезаны неглубоко и представлены пойменными осадками, что наряду с аномальным расширением долины является в совокупности признаком ее подпруживания [Миоцен..., 1977; Холмовой, 1974]. Последнее, скорее всего, создавалось активно растущим Калачским поперечным горстом, на севере ограниченным новейшими разрывами. Повсеместно крутой, тектонически обусловленный южный борт Тамбовской ячеи резко контрастирует с нечетким северным, где главный прогиб разделяется на несколько второстепенных ветвей субмеридионального простирания, постепенно затухающих на широте Сасова и Шацка.

Самая северная Мещерская ячея демонстрирует признаки общего вырождения Окско-Донского прогиба к северу; при этом последний имеет здесь более молодой возраст и, кроме того, присущая ему поперечная асимметрия меняется на обратную: вместо западного борта более крутым становится восточный. Миоценовые врезы в этом районе проблематичны, и четко доказано присутствие лишь отложений верхнего плиоцена (горянская свита – аналог среднего акчагыла–апшерона) (Ю.И. Иосифова, 1992 г.), причем и эти маломощные осадки развиты только в узкой полосе современной долины р. Оки между Коломной и Рязанью. Основная же часть Мещерской низины выполнена перстративно залегающими комплексами четвертичных отложений, все особенности строения которых говорят о доминирующей тенденции к погужению [Асеев, Веденская, 1962]. Это же подтверждается и сильно сглаженным рельефом с практически полным отсутствием крутых склонов; результаты геодезических измерений показывают здесь самое грандиозное на Русской равнине современное опускание

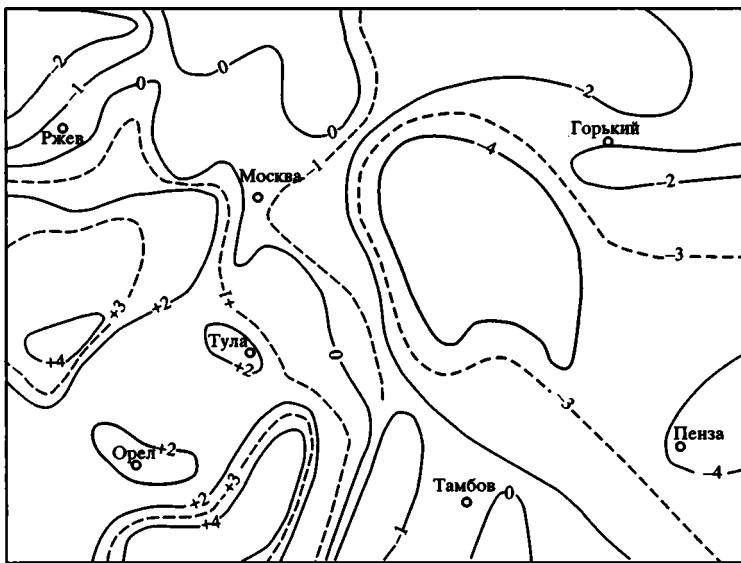


Рис. 87. Карта скоростей (мм/год) современных тектонических движений для центральной части Русской равнины [Лилиенберг, 1987]

Fig. 87. Velocities of current tectonic movements in the central part of the Russian Plain [Лилиенберг, 1987]

со скоростью 4 мм/год [Гласко, 1987; Лилиенберг, 1987] (рис. 87). Последнее захватывает и северную часть Тамбовской ячеи, однако его скорость там уже существенно меньше (не более 1 мм/год).

Хотя в плане Мещерская впадина имеет форму расширяющегося к востоку треугольника, замкнутого высокими берегами Клязьмы и Оки, внутри нее сохраняется обычная для Окско-Донского прогиба субмеридиональная зональность морфоструктур, наложенная здесь на плиоцен-раннечетвертичное поднятие водораздела Оки и Клязьмы. Наиболее высокие меридиональные горсты, входящие уже в систему Окско-Цнинского вала – Высокореченский и Касимовский, в виде асимметричных ступеней (крутой западный борт и пологий восточный) замыкают впадину на востоке. К востоку же смещена и осевая депрессия последней, выраженная цепочкой Туголесских и Великих озер; на юге она проектируется на Кривоборский прогиб Тамбовского сегмента.

Резюме. Заканчивая анализ литературных данных по неотектонике Окско-Донского прогиба, выделим те черты его строения и развития, которые можно связать с коллизионными событиями в его южном, альпийском обрамлении. К числу таких особенностей относятся: приуроченность к своду более широкого поднятия коры (аналогия с рифтами); дискордантный характер прогиба по отношению к структуре Восточно-Европейской платформы (хотя локальные его отрезки часто следуют направлению неоднородностей геологического субстрата); кулисное внутреннее строение, свидетельствующее об участии сдвига в его образовании, и, наконец, синхронность с позднеальпийским тектогенезом Перивосточной области, как в главных рамках (конец раннего миоцена–квартер), так и в отношении более дробных фаз.

При этом весьма показательным закономерное омоложение прогиба к северу. Самые южные – Сальская и Хоперско-Бузулукская – ячеи, начав интенсивно прогибаться в среднем миоцене, с течением времени все больше вовлекались

в поднятие, что сопровождалось их последовательным сужением и оттеснением к западу. Центральная – Тамбовская – ячея развивалась в целом унаследованно в течение всего рассматриваемого интервала времени (средний миоцен–квартер), но и ее восточный борт с начала плиоцена испытывает слабое поднятие. Наконец, самая северная – Мещерская – ячея заложилась только в плиоцене, а основное ее погружение относится уже к четвертичному времени. Такая последовательная пропация новейшего трога к северу может быть логично объяснена развивающимся внедрением Аравийской плиты в Евразию, что обязательно должно было сопровождаться расширением области динамического влияния Аравийского индентора и миграцией к северу всех составляющих ее динамо-кинематических деформационных зон [Копп, 1997, 1999а].

Можно констатировать, что в некоторых отношениях Окско-Донской прогиб напоминает внутриплитные рифтовые впадины, развивающиеся на периферии зон индентации (Байкал, Рейнский грабен и др.). В пользу этого может свидетельствовать и характер поперечного сечения отдельных ячей Окско-Донского прогиба: каждая из них состоит из нескольких наклонных блоков, что характерно для областей рифтогенеза. Знак асимметрии блоков иногда меняется при переходе от одного сегмента к другому, но в целом преобладает однонаправленная восточная экспозиция крутых уступов.

Вместе с тем прямой аналогии с рифтовыми впадинами препятствует видимое отсутствие резко выраженных разрывов, сильной сейсмичности и вулканизма, и в связи с этим интересно рассмотреть дополнительный материал, полученный при дешифрировании цифровых карт рельефа и полевом изучении трещиноватости.

9.2. КИНЕМАТИКА РАЗРЫВОВ ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ЦИФРОВЫХ КАРТ РЕЛЬЕФА

Некоторые методические и терминологические замечания. Если приуроченность долины Палеодона к зоне новейшего погружения мало кем оспаривается, то гораздо сложнее вопрос о роли разрывов в структуре прогиба. В некоторых работах нет ни одного упоминания о возможных дизъюнктивах [Миоцен..., 1977], зато в других их выделяется довольно много [Раскатов, 1969; Старухин, 1973; Трегуб и др., 1999]. Г.И. Раскатов, которому принадлежит приоритет в изучении новейших разрывов региона, предпочитает, однако, осторожно именовать их “структурными линиями”.

Причина подобных противоречий ясна: место настоящих дизъюнктивов в рассматриваемом регионе Восточно-Европейской платформы, как, впрочем, и во многих других ее частях [Зарщиков, Копп, 2000; Копп и др., 2000; Макаров, 1999], чаще всего занимают весьма широкие (до нескольких километров) и пологие (несколько градусов или даже долей градуса) флексурные зоны вязкопластического типа. Внутри последних могут встречаться и малоамплитудные разрывы, однако в целом деформация носит связный характер. Вместе с тем, несмотря на пологий наклон и большую ширину, флексурные перегибы в региональном масштабе весьма резки, имеют значительную суммарную амплитуду (до 100 м и более) и поэтому их нужно рассматривать в ряду дизъюнктивных структур. Именно в таком значении и используется термин “новейшие разрывы”, употребляемый в этой главе. Зоны такого рода, характерным примером которых является и рассмотренный выше Приволжско-Ергенинский уступ, практически неуловимы по геологическим данным (настоящие смещения обычно

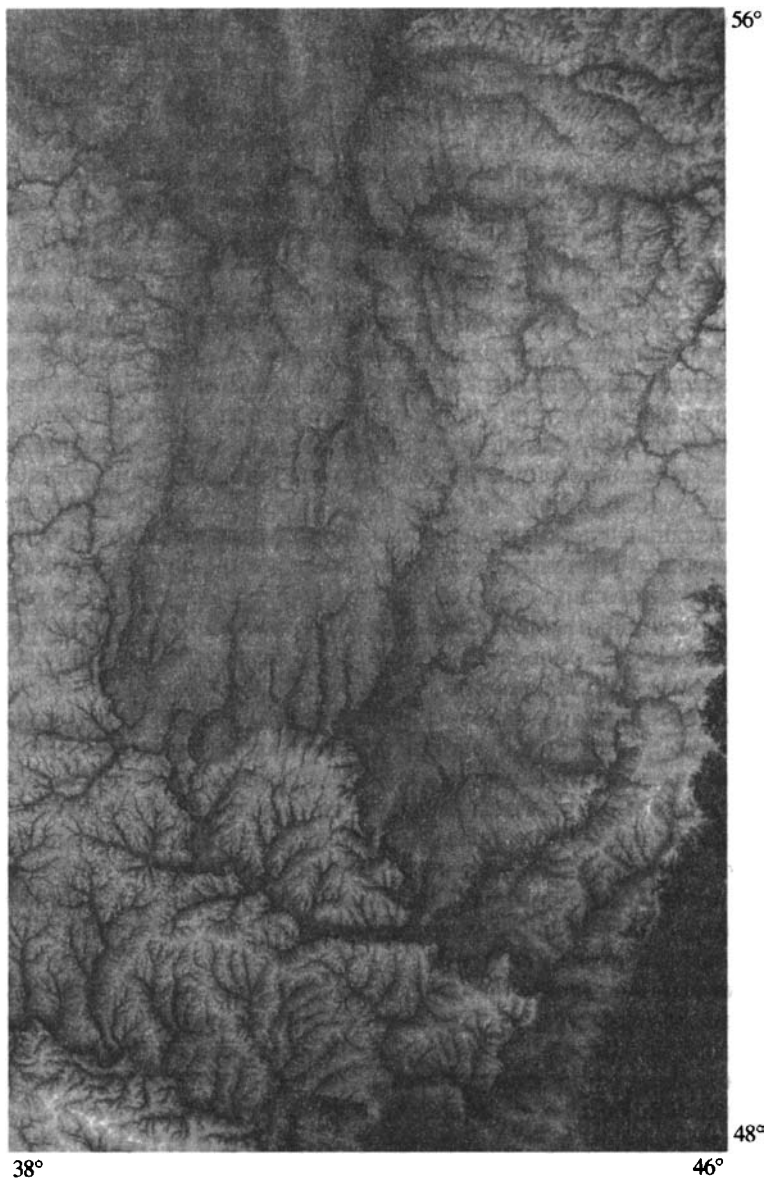


Рис. 88. Цифровая карта гипсометрии рельефа района Окско-Донского прогиба, синтезированная А.И. Иоффе

Fig. 88. 30'' digital elevation model of the Oka-Don basin (synthesized by A.I. Ioffe with computer based on USGS EROS Data Center" (<http://cdcwww.cr.usgs.gov/landdac/gtopo30/gtopo30.html>))

не видны, крутой же врез долины может быть как эрозионно-тектоническим, так и чисто эрозионным) и устанавливаются только по особенностям геоморфологии и строения аллювия. Необходимо добавить к этому, что наблюдаемые на местности и дешифрируемые в пределах широких флексурно-разрывных зон резкие эрозионно-тектонические уступы нельзя идентифицировать с ними напрямую, так как эти уступы представляют собой всего лишь подчеркнутые эро-

зией на настоящий момент их отдельные части [Зарщиков, Копп, 2000]. И тем не менее флексуры и разрывы моделируются в рельефе посредством препарировки ассоциирующих с ними зон трещиноватости (и малоамплитудных разрывов), и морфологические черты последних позволяют сделать вывод о дизъюнктивной природе всей зоны в целом и о ее возможной кинематике.

Попытки выяснения кинематики новейших разрывов Окско-Донского региона по результатам дешифрирования аэро- и космических снимков и топокарт пока единичны и поэтому представляют особый интерес [Трегуб и др., 1997]. В большинстве же работ [Июффе, Кожурин, 1997; Макаров и др., 1999; Полетаев, 1999; Применение..., 1973; Трегуб, Старухин, 1996; Трофимов и др., 1976; Н.Г. Богданов и др., 1998 г.; А.Н. Клевцов и др., 1996 г., и др.] исследователи ограничиваются выделением только линеаментов и кольцевых структур, которые в силу неопределенности своей природы, кинематики и возраста ничего не дают для установления характера образовавшегося их поля напряжений.

Учитывая это, мы сконцентрировали усилия на картировании именно дизъюнктивов со смещением (а не линеаментов) и установлении их кинематического типа. В силу особенностей структуры и рельефа Окско-Донского прогиба чрезвычайно полезными для выявления новейших разрывов и установления их кинематики оказались синтезированные на компьютере цифровые карты рельефа (рис. 88). Применительно к задачам исследования рассматриваемого региона особенно информативными оказались альтиметрическая карта, тонированная в соответствии с гипсометрическим уровнем рельефа (яркость возрастает с высотой), и ее модификация с добавленной “подсветкой” в двух противоположных (запад-северо-западном и восток-юго-восточном) направлениях, подчеркивающей склоны главного меридионального направления. Карта градиентов рельефа дала полезную информацию только для заметно расчлененной южной части территории.

Для установления кинематического типа разрывных нарушений использовались приемы, охарактеризованные в разделе 3.2. Учитывая уникальность данных интерпретации цифровых карт рельефа именно для территории Окско-Донского прогиба (где чрезвычайно пологое залегание платформенного чехла ограничивает использование метода анализа структурного рисунка), охарактеризуем их несколько подробнее.

Результаты дешифрирования рассматриваются только для изучавшихся в поле Хоперско-Бузулукской, Тамбовской и Мещерской ячей Окско-Донского прогиба (рис. 89). На цифровых картах прежде всего бросается в глаза резкая поперечная асимметрия последнего; при этом, за исключением самой северной – Мещерской – ячей, несравненно более крутыми являются его западные и южные ограничения, что полностью совпадает и с историко-тектоническими данными о направлении миграции прогиба во времени. Противоположный борт прогиба представлен, по существу, единой поверхностью (с небольшими ступенями), полого погружающейся в сторону крутых западных и юго-западных бортов. Последние характеризуются многими признаками новейших разрывов и в первом приближении соответствуют выделявшимся Г.И. Раскатовым [1969] “структурным линиям”. Однако высокая генерализация цифровых карт позволяет объединить эти многочисленные “линии” (которые на схемах Г.И. Раскатова всегда прямые и местами образуют что-то вроде решетки) всего лишь в 2–3 весьма крупных, но при этом сильно изогнутых в плане региональных разрыва¹⁷ – меридиональных на севере, северо-западного простираения в центре и суб-

¹⁷ При этом нужно иметь в виду, что каждый из них представляет собой довольно сложную зону кулисной либо коленообразной внутренней структуры.

широтных – на юге. Наиболее крупный – Липецко-Серафимовичский – включает структурные линии Рязжск – Липецк – Кривоборье и Лосево – Мамон (внутри этой зоны можно выделить и два отдельных, кулисно расположенных разрыва, соединенных линией Репьевка – Лиски), а второй, поменьше – Нижнехоперский – соответствует линии Урюпинск – Усть-Бузулукская Г.И. Раскатова. Оба эти разрыва соединены в целом субширотным, коленообразно изогнутым Лискинско-Новохоперским разрывом, включающим линии Репьевка–Лиски, Каменка–Таловая и Абрамовка–Новохоперск.

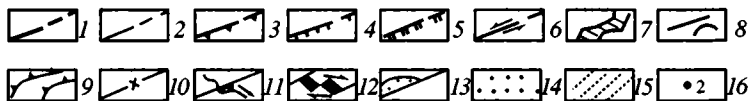
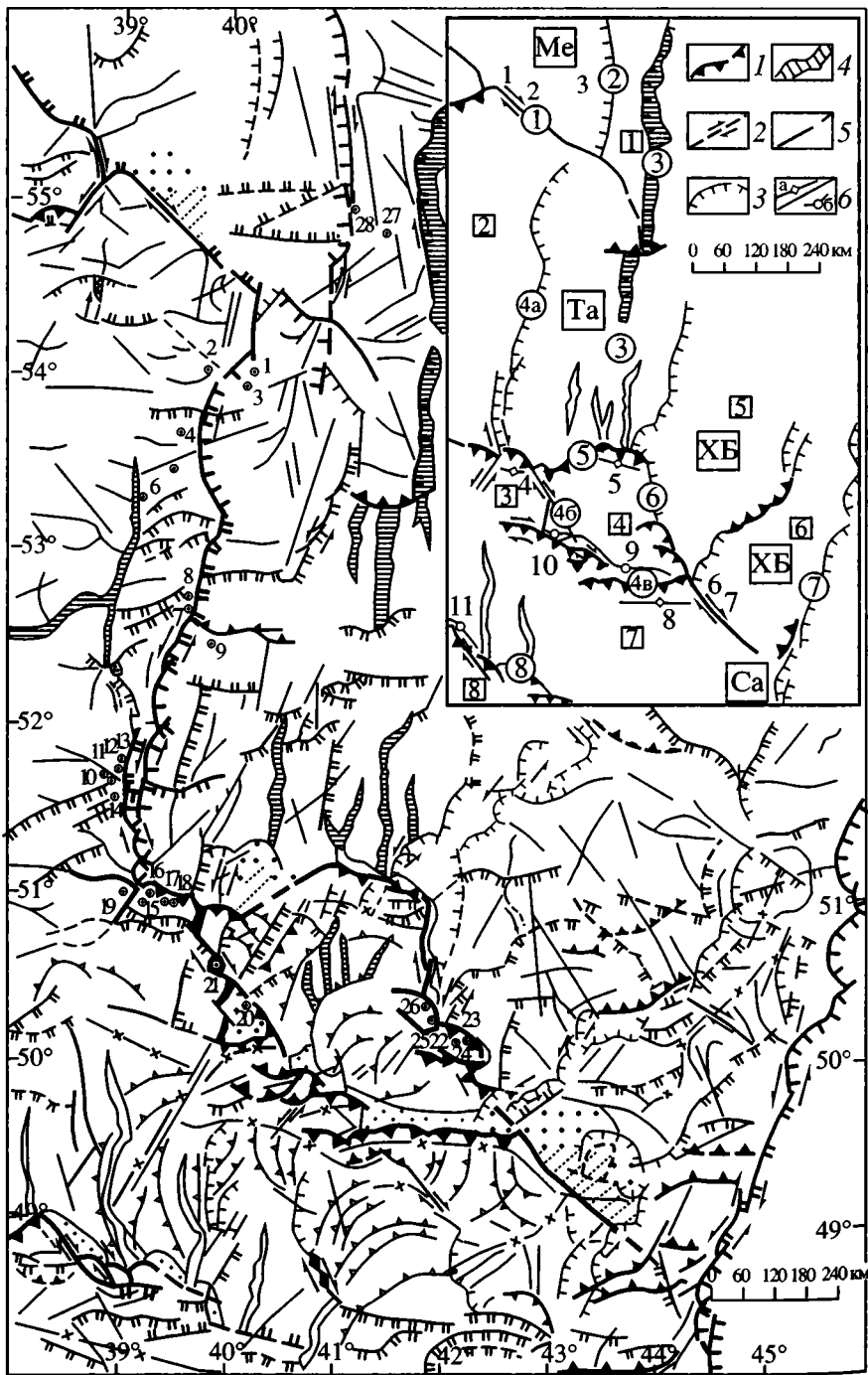
В свете сказанного строение Окско-Донского прогиба целесообразно рассмотреть отдельно для двух его частей, разделенных зоной разрывов: крутого западного – южного борта (вместе с новейшими поднятиями к юго-западу) и осевой зоны прогиба, плавно переходящей в его пологий северо-восточный борт. Кроме того, самостоятельно рассматривается северный сегмент прогиба (Мещерская ячея и поднятия к востоку от нее).

Крутой западный–южный борт Окско-Донского прогиба. Наиболее крупный здесь *Липецко-Серафимовичский разрыв* на севере представлен крутым западным бортом долины р. Воронеж. В интервале Воронеж–Липецк–Чаплыгин этот уступ почти прямолинеен (если не считать отдельных осложняющих его крупных дуг, очень полого выгнутых к западу, – признак крутого наклона сместителя к востоку). Однако при более детальном рассмотрении видно, что линия разрыва, имеющая в целом север-северо-восточное направление, на самом деле складывается из косо ориентированных по отношению к ней отрезков северо-восточного простирания, кулисно сочленяющихся между собой (более северные отступают влево). Эти элементарные участки линии разрыва прямолинейны, и можно предположить, что они соответствуют трещинам скалывания со сдвиговой составляющей. В таком случае знак кулисности свидетельствует о левостороннем смещении (можно сравнить с расположением заусениц на зеркале скольжения). Таким образом, Липецкий сегмент рассматриваемого разрыва скорее всего является крутонаклоненным левым сбросо-сдвигом или сдвиго-сбросом.

К северу от Чаплыгина рассматриваемый уступ резко отклоняется к западу, образуя вогнутый цирк (Чаплыгин – Скопин – Пронск) – что больше характерно для наклоненных листрических сбросов в областях растяжения; никаких геометрических признаков сдвига здесь уже не видно. О повышенном субширотном растяжении может свидетельствовать и локальное расширение Окско-Донского прогиба: в пазухе цирка появляется дополнительный небольшой грабен с центром в районе пос. Шелемишево.

Существенно меняется морфология разрыва и к югу от Воронежа, где к нему подходит близкого простирания уступ правого берега Дона. Линия разрыва быстро, но плавно изгибается, приобретая северо-западное направление, параллельно с чем меняется и знак “занозистости” составляющих ее кулисных отрезков: в районах Семилук и Костёнок он соответствует уже правому сдвигу, а не левому (см. рис. 19). Точно такой же стиль строения характерен и для следующего – Павловского – сегмента разрыва (соединенного с предыдущим кулисно): общее северо-западное направление линии сместителя складывается из серии ритмично расположенных кулис запад-северо-западной ориентировки, показывающих правостороннюю компоненту разрыва. При этом аномальные расширения четвертичной долины Дона на окончаниях кулис, очевидно, фиксируют молодые пулл-апартовые грабены в зоне правого сдвига (см. рис. 19).

К юго-востоку от Павловска, в интервале Верхний Мамон–Серафимович, рассматриваемый разрыв постепенно меняет свое простирание с запад-северо-



западного на широтное. Совершенно однозначно здесь устанавливается только вертикальная компонента смещения – резкое воздымание находящегося южнее Кантемировского поднятия. Прижатый к разрыву с севера Павловско-Мамонский асимметричный прогиб плиоцен-четвертичного возраста отражает анти-тетический перекося блоков в вертикальном сечении. Никаких следов растяжения здесь не видно, и, напротив, на широтном – Вешенско-Серафимовичском – отрезке отмечается гирлянда выпуклых в сторону опущенного крыла (здесь – к северу) небольших дуг, что может свидетельствовать о наличии некоторой взбросовой компоненты смещения (см. рис. 15). Более западный отрезок (Верхний Мамон–Вешенская) северо-западного направления построен сложно – в виде сочленяющихся под тупым углом линейментов северо-западного–субширотного простирания. Подобные коленообразные сочленения разрывов характерны для сдвиговых зон, однако более определенных признаков сдвигания здесь не видно. В пользу правого сдвига предположительно может свидетельствовать некоторое “затаскивание” к северу восточных устьев субширотных долин



Рис. 89. Схема дешифрирования новейших разрывов Окско-Донского прогиба на цифровых картах рельефа, на врезке – главные новейшие структуры

1 – региональные разрывы; 2 – остальные разрывы; 3–7 – кинематика разрывов: 3 – взбросы и надвиги, 4 – сбросы, 5 – субвертикальные сбросы (взрезы) и разрывы неясного кинематического типа с несомненной компонентой смещения по падению сместителя, 6 – сдвиги, 7 – раздвиги; 8 – линейменты и кольцевые структуры; 9 – выраженные в асимметрии склонов условные изобазы, показывающие направление неотектонического уклона поверхности; 10 – оси линейных водоразделов; 11 – участки подпруживания долин (стрелка показывает направление стока); 12 – приразрывные участки локального расширения долин (вероятные впадины типа пулл-апорт); 13 – продольные приразрывные впадины; 14–15 – поперечные приразрывные (присдвиговые?); 14 – впадины, 15 – поднятия; 16 – станции замеров трещиноватости.

На врезке: 1 – взбросы; 2 – сдвиги; 3 – сбросы; 4 – раздвиги; 5 – разрывы неясного кинематического типа; 6 – оси приразрывных линейных поднятий (а) и впадин (б). Ячей Окско-Донского прогиба: Ме – Мещерская, Та – Тамбовская, ХБ – Хоперско-Бузулукская, Са – Сальская. Региональные новейшие разрывы и зоны разрывов (цифры в кружках): 1 – Рязанский, 2 – Колпинский, 3 – Савальско-Цнинско-Мокшинская зона, 4 – Липецко-Серафимовичский (а – Липецкий сегмент, б – Павловский сегмент, в – Вешенско-Серафимовичский сегмент), 5 – Лискинско-Новохоперский, 6 – Нижнехоперский, 7 – Приволжско-Ергенинский, 8 – Северско-Донецкий. *Новейшие поднятия и блоки (цифры в квадратах):* 1 – Касимовский горст, 2 – Новосильский свод, 3 – Острогжский свод, 4 – Калачский горст, 5 – Балашовский свод, 6 – Приволжский свод, 7 – Кантемировское поднятие (Миллеровский свод), 8 – Донецко-Мариупольский свод. Некоторые приразрывные структуры 2-го порядка, упоминаемые в тексте: 1 – Белоомутско-Рязановская поперечная приразрывная впадина, 2 – Новоселкинское поперечное приразрывное поднятие, 3 – Высокореченский погребенный горст, 4 – Дивногорское линейное поднятие Острогжского свода, 5 – Васильевско-Беспаловское линейное поднятие Калачского горста, 6 – Арчединская поперечная приразрывная впадина, 7 – Перекопско-Сиротинское поперечное приразрывное поднятие, 8 – линейное приразрывное поднятие Донской гряды (северная часть Кантемировского поднятия), 9 – Верхнемамонская продольная приразрывная впадина, 10 – Павловская поперечная приразрывная впадина (пулл-апортный грабен?), 11 – Северодонецкая продольная приразрывная впадина

Fig. 89. Interpretation of recent faults of Oka-Don basin. Inset map shows main recent structures

1 – major regional faults; 2 – other faults; 3–7 – fault kinematics: 3 – reverse faults and thrusts, 4 – normal faults, 5 – subvertical normal faults and dip-slip faults of unclear kinematics, 6 – strike-slip faults, 7 – break-away ruptures; 8 – lineaments and ring structures; 9 – conventional structural-relief contour lines expressed in asymmetry of slopes showing a neotectonic dip of the Earth surface; 10 – axes of linear watersheds; 11 – areas of river damming (arrow shows direction of stream course); 12 – strike-slip-related local broadening of valley (probable pull apart basins); 13 – longitudinal fault-related basins; 14–15 – transverse fault-related structures of a strike-slip (?) origin: 14 – basins, 15 – rises; 16 – sites of mesotectonic observations.

Symbols to the inset map: 1 – thrusts; 2 – strike-slip faults; 3 – normal faults; 4 – break-away ruptures; 5 – faults of unclear kinematics; 6 – axes of strike-slip-related linear rises (a) and depressions (b). Segments of Oka-Don basin (rectangles): Me – Meschera, Ta – Tambov, ХБ – Khopior-Buzuluk, Са – Sal. Major recent faults (circles): 1 – Ryazan, 2 – Kolpin, 3 – Savala-Moksha, 4 – Lipetsk-Serafimovich, 5 – Liski-Novokhoporsky, 6 – Nizhnekhopiorsky, 7 – Privolzhsko-Ergeninsky, 8 – Seversko-Donets. *Recent rises and blocks (figures in rectangles):* 1 – Kasimov horst, 2 – Novosil'sk high, 3 – Ostrogzhsk arch, 4 – Kalach high, 5 – Balashov high, 6 – Privolzhsky high, 7 – Kantemirovka high; 8 – Donets-Mariupol' high

рр. Черной Калитвы и Богучарки. Далее, если верно, что Чернокалитвенский разрыв запад-северо-западной ориентировки имеет составляющую правого сдвига [Трегуб и др., 1997], то в этом случае поперечное Павловское аномальное расширение Павловско-Мамонского прогиба может оказаться наиболее крупным и древним (плиоценового заложения) пулл-апартом в точке кулисного сочленения Павловского и Мамонско-Вешенского сегментов рассматриваемого разрыва (см. рис. 19). Это добавляет еще один аргумент в пользу правого сдвига вдоль второго из них. Тем не менее ступенчатость расположения соседних участков внутри последнего способна быть вызвана наличием (помимо взбросовой) и левосдвиговой компоненты субширотных разрывов. Обращает внимание линзовидная форма блоков, характерная для зон расплющивания в горизонтальной плоскости, где сочетаются близкого простирания левые, правые сдвиги и надвиги.

Находящееся южнее всей этой дизъюнктивной зоны *Кантемировское новейшее поднятие* [Раскатов, 1969] по данным дешифрирования карт градиентов рельефа состоит из двух неодинаковых частей: 1) обширного брахиморфного свода субширотного простирания (с несколькими частными куполами внутри) – Миллеровского свода и 2) узкой Донской неотектонической гряды, тесно прижатой к линии Липецко-Серафимовичского разрыва. Первый из них, имеющий несколько меньшую высоту (южный склон водораздела Дона и Донца), выделяется только по дугообразно изогнутым долинам, обрисовывающим его западную периклиналь, и по особенностям морфологии он может быть связан как с небольшим меридиональным сжатием, так и с вертикальным подъемом и даже с горизонтальным растяжением. Что же касается Донской гряды, более высокой (осевая линия Дон-Донецкого водораздела) и линейной в плане, то она ассоциируется со структурой сжатия (см. рис. 15). В таком случае левокулисно перекрывающиеся соседние отрезки Донской гряды подтверждают точку зрения о правом сдвиге вдоль Мамонско-Вешенского сегмента Липецко-Серафимовичского разрыва.

Нижнехоперский разрыв во многих отношениях похож на Липецко-Серафимовичский. На самом севере (Урюпинск) он также ориентирован меридионально, и многочисленные вогнутые в сторону опущенного крыла (здесь – к востоку) дуги показывают компоненту субширотного растяжения поперек сместителя. Южнее (стан. Нехаевская, Усть-Бузулукская), где разрыв изгибается к юго-востоку, дуги становятся сильно асимметричными (растянутый южный фланг, северо-западного простирания, и короткий северный), их левокулисное расположение свидетельствует о правом сдвиге – точно так же, как и в Воронежско-Павловском сегменте описанного выше разрыва. Далее, на центральной отрезке (Серафимович, Клетская), Нижнехоперский разрыв выгибается в виде огромной, сложно построенной дуги, вложенной в такую же дугу Липецко-Серафимовичского разрыва, и приобретает запад-северо-западное направление. На этом участке дизъюнктивная зона сильно ветвится, образуя ромбовидные и линзовидные блоки, похожие на таковые в Мамонско-Вешенском сегменте Липецко-Серафимовичского разрыва и, возможно, также образовавшиеся при субмеридиональном укорочении. Наконец, самый юго-восточный сегмент (Клетская – Малонабатовский) сечет по диагонали Донскую гряду и затем трансформируется на Ергенинский уступ. Как и на всем протяжении Нижнехоперского разрыва, здесь везде опущено восточное крыло, однако появляется и новый элемент строения последнего: поперечные к линии сместителя (т.е. северо-восточного простирания) поднятые блоки и сопряженные с ними поперечные впадины. Наиболее крупная пара таких структур (Арчединская впадина и Перекоп-

ско-Сиротинское поднятие) приурочена к крайней юго-восточной части восточного крыла, поэтому можно предполагать, что поперечные структуры компенсируют сдвиг по Нижнехоперскому разрыву, который в таком случае оказывается правосторонним (что совпадает и со знаком кулисности звеньев линии сместителя).

Лискинско-Новохоперский разрыв соединяет Липецко-Серафимовичский и Нижнехоперский, замыкая на северо-западе Калачский блок трапециевидной формы. Разрыв выражен обращенным к северу уступом рельефа, который сопровождается скачкообразным увеличением интенсивности расчленения. Вертикальное смещение, возможно, имеет и взбросовую компоненту, если принять во внимание присутствие многочисленных выпуклых в сторону просевшего крыла (к северу) дуг вдоль линии сместителя. В плане разрыв имеет форму “коленчатого вала”, состоящего из отрезков субширотного и диагонального (в основном северо-восточного) простирания. Самая западная субширотная ветвь, выраженная долиной р. Потудань, в районе Дивногорья смещена влево ориентированным на северо-восток линейным элементом р. Тихой Сосны (см. рис. 19). Выдвинувшийся к северу угол Дивногорского блока запрудил долины Дона, Потудани и Тихой Сосны в месте их слияния, образовав отмеченную Г.И. Раскатовым [1969] наложенную четвертичную впадину. С восточной же стороны Дивногорский выступ подпирается Павловским сегментом Липецко-Серафимовичского правого сдвига, и, очевидно, приуроченность к месту схождения сдвигов разного простирания обусловила выступающую к северу трапециевидную форму Дивногорского блока и его аномальный подъем. С южной стороны блок, как и на севере, ограничен субширотным уступом, но уже южной экспозиции (правда, с существенно меньшей амплитудой), так что можно полагать, что он и здесь немного выжался вверх в зоне концентрации горизонтального давления.

К востоку от места пересечения с Павловским правым сдвигом рассматриваемый разрыв смещается к юго-востоку и затем приобретает северо-восточное простирание (отрезок Нижний Кисляй – Таловая). Судя по такой ориентировке, он может иметь левосдвиговую компоненту, однако после пересечения с Павловским сдвигом крутизна эрозионно-тектонического уступа резко падает, и поэтому определить знак горизонтального смещения трудно. После очередного коленаобразного изгиба в районе Таловой разрыв опять приобретает субширотное простирание, параллельно с чем уступ выкручивается, причем это особенно заметно около линии Нижнехоперского разрыва. Поэтому можно думать, что активную роль во всей этой коленаобразно изогнутой и в целом субширотной дизъюнктивной зоне играют правые сдвиги северо-западного простирания, создающие структурные неоднородности; левые же сдвиги северо-восточной ориентировки только постепенно рассредотачивают последние на большей площади.

Находящийся южнее *Калачский горст* наклонен к юго-западу: его вершина (водораздел Хопра и Дона) смещена к северу и прижата к зоне Лискинско-Новохоперского разрыва. Здесь обособляется Беспаловское линейное поднятие субширотного простирания, возвышающееся над остальной частью горста, – аналог Дивногорской и Донской гряд, которое, скорее всего, возникло при участии меридионального сжатия. Южнее, на погружении горста, дешифрируется (по дугообразным долинам рр. Толучеевки и Криуши) пологий полукупол, по видимому, образовавшийся уже при вертикальном изгибе либо горизонтальном растяжении.

В целом же Калачский и Дивногорский асимметричные горсты (последний – вместе с Острогжским поднятием, по Г.И. Раскатову) по строению похожи на таковой в южном крыле Лискинско-Новохоперского разрыва и, очевидно,

но, образовались в той же обстановке: субмеридиональное сжатие с выжиманием вверх в узкой полосе на севере горста, около взброса, а на удалении от него – общий наклон к югу, сопровождающийся более слабым воздыманием и, возможно, растяжением, и, наконец, рядом со следующим к югу взбросом – погружение. Все это в совокупности соответствует механизму антитетического перекоса надвиговых чешуй в зоне сжатия.

Осевая зона и пологий северо-восточный борт Окско-Донского прогиба в районе Хоперско-Бузулукской и Тамбовской ячей. Рельеф Хоперско-Бузулукской равнины определяется доменом крупных морфоструктур северо-восточного простиранья (долины рр. Хопра в верхнем течении, Бузулука, Медведицы и Иловли вместе с разделяющими их водоразделами). Все они ориентированы поперек линии Нижнехоперского разрыва и утыкаются в него, не продолжаясь к юго-западу (признак одновременности или более позднего возникновения). Зато они почти строго параллельны краю Прикаспийской синеклизы, а также длинной оси Приволжского новейшего свода и за некоторым исключением обладают тем же знаком поперечной асимметрии (крутые склоны юго-восточной экспозиции, пологие – северо-западной), что позволяет рассматривать эти морфоструктуры взаимосвязанно. Вместе с тем те и другие довольно существенно различаются по строению и условиям возникновения.

Для резко асимметричного водораздела Волги и Иловли (соответствующего Приволжской моноклинали) выше было показано (см. также Копп и др., 1999б), что он представляет собой наклонный блок, образовавшийся при субширотном растяжении. Напомним, что ограничивающий его с востока грандиозный Приволжский уступ правого берега Волги обладает признаками сброса и левого сдвига, при этом в центре его (Горный Балыклей – Камышин), напротив Доно-Медведицкой складчатой зоны, это субвертикальный левый взбросо-сдвиг со сжатием поперек сместителя, выраженный в рельефе прямой линией север-северо-восточного простиранья, а по краям (отрезки Волгоград–Горный Балыклей и Щербаковка–Золотое) – наклонный меридиональный сброс, образующий в плане вогнутые к востоку дуги.

Во многом повторяет строение описанного водораздела и водораздел Медведицы и Бузулука (отделенный от предыдущего водоразделом Медведицы–Иловли). Он также резко асимметричен и сопровождается несомненным разрывом вдоль крутого и короткого юго-восточного склона (правый борт долины р. Медведицы). В центре линия сместителя прямолинейна и слегка выгибается в сторону просевшего блока, что в совокупности показывает субвертикальное или взбросовое(?) смещение. Знак кулисности звеньев говорит о наличии компоненты левого сдвига. На западе и востоке эта, в целом восток-северо-восточного направления, линия резко изгибается, сочленяясь с отрезками северо-восточного – меридионального простиранья. Коленообразные изгибы сопровождаются появлением разномасштабных цирков, обращенных к просевшему крылу (признак наклонного сброса). Характер плановой асимметрии дуг (растянутые северо-восточные фланги) показывает все тот же левый сдвиг.

По поводу обоих рассмотренных выше асимметричных водоразделов можно высказать предположение, что они формировались в обстановке субширотного растяжения, сочетающегося с левым сдвигом, и что в их обособлении существенную роль играли разрывы северо-восточной ориентировки. Характерно, что оба образовались в местах относительного подъема платформенного фундамента (склон Воронежского массива на западе и Антиповско-Щербаковское поднятие на востоке), где слои залегают субгоризонтально или с очень пологим наклоном.

Резко контрастирует с вышеописанными находящийся между ними водораздел Медведицы–Иловли, возникший над зоной Доно-Медведицких внутриплитных дислокаций позднемиоцен-четвертичного возраста. Резкая поперечная асимметрия здесь исчезает или даже меняется на обратную (Жирновско-Линевский блок), что связано с особенностями складчатой структуры зоны. Далее, несмотря на то что, как уже отмечалось [Цыганков, 1971; Четвертичные отложения..., 1978], не только сам Доно-Медведицкий антиклинорий, но и образующие его структуры прямо выражены в новейшем рельефе, многочисленные крутые (до 50–70°) флексуры Доно-Медведицкой зоны, которые, казалось бы, в наибольшей степени близки к разрывным нарушениям, нигде не дешифрируются в виде таковых – равно как не заметен и характерный для водоразделов данной группы высокий эрозионно-тектонический уступ юго-восточного склона.

Столь необычный для рассматриваемого района характер морфоструктуры водораздела Медведицы–Иловли объясняется особенностями строения и динамики образования Доно-Медведицкой складчатой зоны. Дело в том, что, как уже говорилось выше, общая для всего региона обстановка субширотного растяжения и левого сдвига здесь осложнялась некоторым встречным (субширотным–запад-северо-западным) укорочением [Копп, Тверитинова, 2000]. Мы считаем его вторичным и связываем с компенсационным сжатием в отодвинутом к западу плече Западно-Прикаспийского глубинного рифта. Смятию осадков платформенного чехла способствовала их увеличенная мощность в этой ветви Пачелмского авлакогена.

При этом невыраженность на цифровых картах крутых крыльев складок и флексур в качестве разрывов объясняется их неглубоким заложением: все они, как давно доказано [Шафино, Аванисян, 1965], затушают в нижней части чехла, и Доно-Медведицкий антиклинорий имеет инверсионную природу. Возникшая же при левосдвиговой трансформации рельефная система новейших блоков северо-восточного простиранья выходит далеко за рамки Доно-Медведицкой складчатой зоны, четко прослеживается по геофизическим материалам и отражает, вероятно, более региональную и более глубинную деформацию края Прикаспийской синеклизы, несмотря на незначительный наклон слоев около сместителей сбросов и флексур. Это в свою очередь позволяет сделать важный методический вывод о том, что в условиях относительной близости к поверхности платформенного фундамента качество выражения в рельефе разрывных нарушений в большей степени зависит не от их амплитуды и углов падения деформированных осадков, а от того, секут они фундамент или нет¹⁸. Отсюда вытекает и обратное заключение – дешифрируемые в пределах Окско-Донского прогиба новейшие разрывы независимо от их размера, ориентировки и кинематики характеризуют деформацию платформенного фундамента.

Рассмотренный домен крупных морфоструктур северо-восточного простиранья образовался, судя по возрасту заложения долин [Холмовой, 1974; А.С. Застрожных и др., 1991 г.], на рубеже миоцена–плиоцена, позже среднемиоценовой долины Палеодона. Последняя была ориентирована на данном отрезке в широтном – северо-западном направлении [Миоцен..., 1977], примерно параллель-

¹⁸ Это не исключает, разумеется, того, что среди равноглубинных разрывов фундамента лучше могут быть выражены те, которые имеют существенно большую амплитуду и насквозь прорезают платформенный чехол. Пример – достигающий земной поверхности Жигулевский новейший разрыв, дешифрирующийся в виде очень четкой и узкой линии [Копп, Тверитинова, 1999]. Хотя этот разрыв имеет те же ранг и глубинность заложения, что и все рассматриваемые здесь, в рельефе он выражен еще резче.

но Нижнехоперскому разрыву в современной структуре. В свою очередь домен пересекается сетью линеаментов и малоамплитудных разрывов, которая, очевидно, возникла еще позже – в четвертичное время – и существенно отличается по ориентировке и кинематике составляющих ее дизъюнктивных структур. Особенно распространены здесь субширотные уступы южной экспозиции (см. рис. 14), часто слегка выгибающиеся в ту же сторону, и это может свидетельствовать о наличии взбросовой компоненты смещения. Поднятые (и взброшенные?) крылья читаются по более светлому тону и скачкообразному увеличению расчлененности. Уступ, пересекающий р. Кардаил поперек (левый приток Бузулука), подпруживает ее долину (см. рис. 8). Вторая распространенная система – тонкие линеаменты северо-западного простирания, почти прямолинейные и без признаков вертикального смещения (сдвиги?).

Изложенные факты позволяют высказать предположение, что сеть новейших нарушений Хоперско-Бузулукской впадины развивалась длительно. Вначале (конец раннего миоцена) в обстановке субширотного растяжения возник Нижнехоперский разрыв (правый сбросо-сдвиг). В конце миоцена–начале плиоцена по нему происходило только криповое скольжение, но зато разрушился находящийся к востоку блок, где то же самое субширотное растяжение сформировало домен уже левых сбросо- и взбросо-сдвигов северо-восточной ориентировки. В конце же плиоцена–квартере на субширотное растяжение и левосдвиговую трансензию наложилось меридиональное сжатие, при котором возникли малоамплитудные субширотные взбросы и линеаменты северо-западного простирания (возможно, правые сдвиги). При этом, вероятно, продолжалось смещение и по более крупным разрывам, включая Нижнехоперский.

Определяющий элемент морфоструктуры *Тамбовской ячеи* – трогообразные субмеридиональные долины, плановая геометрия которых свидетельствует о горизонтальном растяжении. Их склоны изъедены циркообразными дугами; кроме того, противоположные стенки многих долин наподобие рифтовых впадин имеют рваную конфигурацию и могут быть совмещены (долины рр. Битюга, Савалы, Карачана, Цны и др.).

Интересно, что количество и размеры субмеридиональных долин такого рода заметно увеличиваются напротив выступающего к северу Калачского блока (см. рис. 20), где они, кроме того, обладают и наиболее древним (плиоценовым) возрастом заложения, судя по ингрессии в них вод акчагыльского моря [Холмовой, 1974] (рр. Битюг, Елань, Савала, Ворона). Это позволяет связать локальное увеличение субширотного растяжения с давлением продвигающегося к северу Калачского выступа. Конформно к выступу и ограничивающим его крупным сбросо-сдвигам расположены небольшие диагональные линеаменты (вероятные сдвиги): те из них, которые имеют северо-западное простирание, тяготеют к ориентированному так же восточному флангу последнего, другие, северсеверо-восточной ориентировки, распространены к западу от него. Таким образом, дизъюнктивные структуры разного ранга подчеркивают некоторое увеличение стресса на меридиане Калачского выступа.

Наконец, здесь, как и в Хоперско-Бузулукской впадине, присутствует система субширотных малоамплитудных разрывов с поднятыми северными крыльями. Прямых указаний на их кинематику почти не имеется, однако судя по поперечной ориентировке к раздвигам и, напротив, параллельной ориентировке к Лискинско-Новохоперскому разрыву, имеющему взбросовую составляющую, можно предполагать, что они образовались при субмеридиональном сжатии. Как и в Хоперско-Бузулукской впадине, здесь разрывы такого рода образовались относительно недавно, ибо кое-где секут и подпруживают субмеридиональные до-

лины раздвигового происхождения. Большая молодость субширотной неотектонической зональности проявляется и в перестройках речной сети. Например, меридиональная долина Прабитюга еще в начале плейстоцена дотягивалась на севере до района Шацка [Холмовой, 1974]. Однако позже она была разрезана субширотным водоразделом, и ее истоки отошли к бассейнам Воронежа и Цны. В результате здесь сместился к югу и главный водораздел Оки–Дона.

Мещерская ячея и поднятия к востоку от нее. Мещерская впадина, в отличие от более южных впадин, уже со всех сторон ограничена новейшими разрывами. Кроме того, все ее бортовые уступы существенно моложе и образовались не ранее плиоцена [Асеев, Веденская, 1962; Миоцен..., 1977]. Здесь наиболее древний, очевидно – южный уступ, или Рязанский разрыв (правый берег Оки в интервале Спасск-Рязанский–Коломна и продолжающий его правый берег р. Москвы, вдоль которого уже указывалось наличие новейшего разрыва [Иоффе, Кожурин, 1997]), – на севере к нему прислонены аллювиальные отложения аналогов акчагыла–апшерона. Тогда же или несколько позже (в начале плейстоцена) образовался северный бортовой уступ впадины – Клязьминский разрыв. И, наконец, только во второй половине плейстоцена оформился уступ восточного (левого) берега р. Колпи – Колпинский разрыв [Асеев, Веденская, 1962]. Кроме того, Мещерская впадина отличается от более южных ячей Окско-Донского прогиба более изометричной конфигурацией в плане и почти поперечным к последним – субширотным – направлением (хотя ограничивающие ее Клязьминский и Рязанский уступы ориентированы не совсем широтно, а по диагонали, имеют северо-восточное и северо-западное простирания соответственно). Эти обстоятельства, наряду со сменой знака поперечной асимметрии (крутой восточный меридиональный борт), могут быть признаком изменения региональной геодинамической обстановки.

Рязанский разрыв имеет северо-западное простирание и лучше всего выражен в интервале между Коломной и Спасском-Рязанским. На большем протяжении он совпадает с прямолинейной долиной Оки; в том же месте, где Ока делает резкую излучину, огывая между Белоомутом и Рязанью Новоселкинский треугольный горст, разрыв следует вдоль Рыбнинской системы эрозионных ложбин рр. Мечи и Вожи. Судя по присутствию горянской свиты плиоцена на высоком берегу излучины (Ю.И. Иосифова и др., 1992 г.), Новоселкинский горст имеет послепашеронский возраст, а Рыбнинская ложбина представляет собой плиоценовое русло Палеооки.

Резкое увеличение высоты и расчлененности рельефа к югу от линии разрыва однозначно свидетельствует о подъеме юго-западного крыла (см. рис. 7), а почти идеально ровная линия сместителя – о его субвертикальном наклоне и возможной сдвиговой компоненте; исходя из левокулисного расположения косо причленяющихся к разрыву линейных морфоструктур южного крыла угадывается присутствие правосдвиговой составляющей. В районе Коломны и Каширы Ока резко поворачивает на юго-запад, причем в строении ее долины на отрезке Коломна–Озеры присутствует каскад левосдвиговых излучин, а между Озерами и Серпуховом, где долина принимает субширотное направление, ее более крутой южный берег образует серию выпуклых к северу и резко сочлененных между собой дуг, указывающих на антитетическое взбрасывание в северном направлении. Таким образом, здесь сохраняется тот же, что и во всех ранее описанных участках Окско-Донского прогиба, региональный парагенез морфоструктур (субширотного простирания структуры сжатия и северо-восточного – левые сдвиги), свидетельствующий об обстановке субмеридионального укорочения и субширотного удлинения. Поэтому легко допустить, что и главный в

этом районе Рязанский разрыв, как и другие нарушения северо-западной ориентировки, должен иметь правосдвиговую составляющую.

Колпинский разрыв, Касимовский горст и Окско-Цнинский вал. Область поднятия к востоку от Мещерской впадины обычно целиком именуется Окско-Цнинским валом. Тем не менее многие авторы подчеркивают ее неоднородность [Лобанов и др., 1985; Макарова и др., 1999; Суханова, 2000; Трофимов и др., 1976], поэтому здесь необходимы комментарии. По мнению автора, в этом районе следует выделять две разновозрастные структуры, различающиеся по динамике формирования: более древний (доплиоценовый, предположительно ранне- или позднемиоценовый) собственно Окско-Цнинский вал и более молодой (позднеплиоцен-четвертичный) Касимовский горст.

Окско-Цнинский вал в его прямом значении – это в целом субмеридиональная (дугообразной формы в плане, изгибающаяся от северо-западного до север-северо-восточного простирания) пликативная структура платформенного чехла с каменноугольными отложениями в ядре и мезозойскими – на крыльях. Хотя слои наклонены не круче $7-10^\circ$, линейная конфигурация вала и другие особенности его структурного рисунка дают основание предполагать, что он возник при участии северо-восточного–субширотного горизонтального сжатия. Как и многие другие внутриплитные дислокации Восточно-Европейской платформы, вал сформировался в результате коробления и инверсии осадочного чехла древнего авлакогена. В данном случае это западное окончание Пачелмского прогиба (так называемый Сасовский грабен), к основной части которого приурочены Керенско-Чембарские новейшие дислокации. Поэтому можно считать, что Окско-Цнинский вал находится на прямом продолжении последних и, вероятно, связан с ними генетически.

Окско-Цнинский вал на юге несогласно перекрыт континентальными отложениями плиоцена. Более точное время его возникновения неизвестно. Существует точка зрения, что он имеет позднепалеозойский возраст [Архангельский, 1919; Бакиров, 1951; Швецов, 1954, и др.], поэтому его возникновение иногда связывают с давлением герцинского Урала [Архангельский, 1919; Карпинский, 1919; Макарова и др., 1999; и др.]. Согласно другим представлениям, Окско-Цнинский вал (как и все другие валообразные дислокации Русской плиты) развивался более длительно – в течение палеозоя и раннего мезозоя [Жуков, 1945; Шатский, 1937, 1948, и др.] – причем вне какой-либо зависимости от орогенических движений в соседних складчатых поясах, т.е. вследствие чисто внутриплатформенных вертикальных перемещений блоков [Шатский, 1937, 1948]. Наконец, приводятся аргументы в пользу унаследованного развития Окско-Цнинского вала в течение всего фанерозоя – с венда по новейший этап [Суханова, 2000].

Имеются, однако, свидетельства об особенно активном росте вала в мезозое [Геология СССР, 1971] или даже в конце мела–начале палеогена [Милановский, 1983; Сазонов, 1953; Устинова, 2001; Nikishin et al., 1999]. По данным геологической съемки (А.И. Шибалин и др., 1964 г.), слои мезозоя (до меловых включительно) дислоцированы на крыльях вала почти согласно с каменноугольными. Кроме того, как представляется, выводы о заложении Окско-Цнинского вала (в современных границах) в венде и его росте в течение всего палеозоя [Суханова, 2000; и др.] неоднозначны, ибо они большей частью базируются на структурных картах (для реперов внутри девона и карбона), которые, как известно, демонстрируют лишь современное положение соответствующего горизонта. Используемые же в соответствующих работах палеогеографические карты (в частности, для турнейского и башкирского ярусов карбона) показывают огромную по площади, от Касимова на западе до Саранска на востоке, область отсутствия осадков, которая, хотя и включает современный Окско-Цнинский вал, однако, несо-

измерима с ним по площади и охватывает чуть ли не всю центральную (по меридиану) часть Московской синеклизы. Заметим также, что если бы Окско-Цнинский вал действительно постепенно рос в течение всего фанерозоя, то мощность осадочных отложений в нем была бы меньше, чем на соседних участках. Однако на самом деле фундамент платформы в данном районе прогнут, что говорит об увеличении мощности фанерозойского чехла (главным образом за счет его вендско-палеозойской части, ибо мезозой и кайнозой развиты слабо), а следовательно, о преобладавшей в палеозое тенденции к погружению.

С другой стороны, требуется ответить и на вопрос: если Окско-Цнинский вал образовался в результате давления Урала, то тогда почему отсутствуют крупные герцинские складки субмеридионального простирания в пределах Жигулевского и Саратовского участков, находившихся гораздо ближе к последнему, чем Окско-Цнинский вал? И это при том, что оба они приурочены к древним авлакогенам, которые должны были смяться в первую очередь! Невозможность такого варианта образования Окско-Цнинского вала (как и других флексур и валов сходного типа) ранее убедительно показал Н.С. Шатский [1937, 1948].

Все это позволяет сузить временной интервал главной деформации Окско-Цнинского вала (в современном его виде) до конца мела–неогена. При этом исходя из датировки крупных кайнозойских событий в обрамлении Восточно-Европейской платформы в качестве равноправных вариантов можно рассматривать только две тектонические эпохи: ларамийскую [Милановский, 1983; Устинова, 2001; Nikishin et al., 1999] и позднеальпийскую [Копп, 1999]. В пользу последней, по нашему мнению, говорит постэоценовый возраст других зон внутриплитных дислокаций, развившихся по соседству, – Жигулевской, Саратовской, Доно-Медведицкой и расположенной ближе всего Керенско-Чембарской. Как мы уже пытались показать в предыдущих главах, первые три из них, судя по особенностям их структуры и периодичности формирования (совпадающей с кавказской), образовались в зоне давления Аравийской плиты. Соответственно такую же структурную позицию можно предположить и для Окско-Цнинского вала. Его меридиональная (антикавказская) ориентировка, приводившая исследователей к предположению о связи вала с давлением герцинского Урала, не составляет для последней точки зрения препятствия, ибо точно так же меридионально ориентированы и некоторые явно позднеальпийские зоны внутриплитных дислокаций: Доно-Медведицкая (целиком), Саратовская (частично). При этом, как мы показали выше, в каждом конкретном случае имеются свои причины для отклонений структурного плана от характерной для альпид субширотной ориентировки, и они заслуживают индивидуального анализа [Копп, Тверитинова, 2001; Копп и др., 2001].

Структура Окско-Цнинского вала хорошо изучена и поддается кинематической интерпретации (рис. 90).

Вал состоит из изгибающихся к юго-западу линейных антиклиналей северо-западного – меридионального простирания (рис. 90, А, Б) [Лобанов и др., 1985]. Если исходить из предположения, что складки образовались при боковом сжатии, то характер их кулисности свидетельствует о формировании вала вдоль дугообразного правого сдвига, на юге имеющего северо-западное направление, а на севере – меридиональное. Ориентировка главного укорочения в таком случае должна меняться от субмеридиональной на юге до северо-восточной на севере, что не слишком расходитсся с нашими данными по остальной части Окско-Донского прогиба. Более того, дугообразная (с выпуклостью к юго-западу) конфигурация характерна и для других рассмотренных выше правых сдвигов западного борта Окско-Донского прогиба.

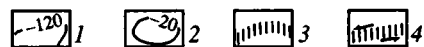
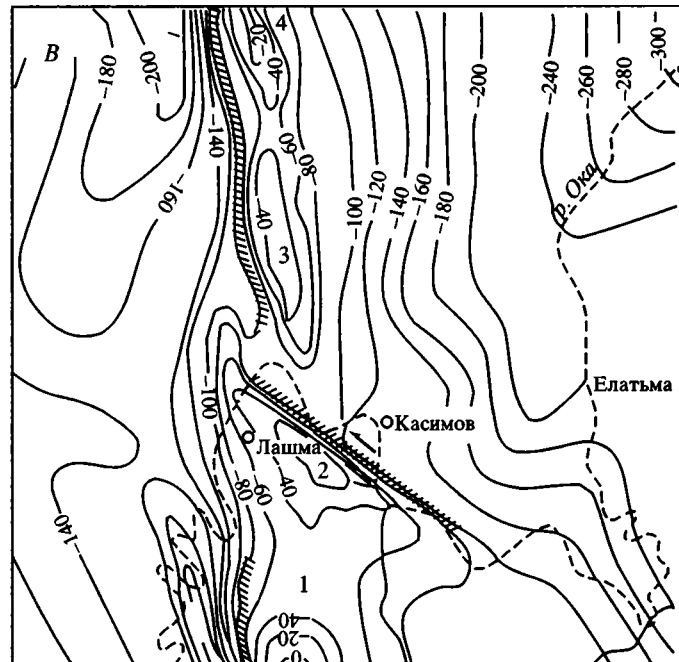
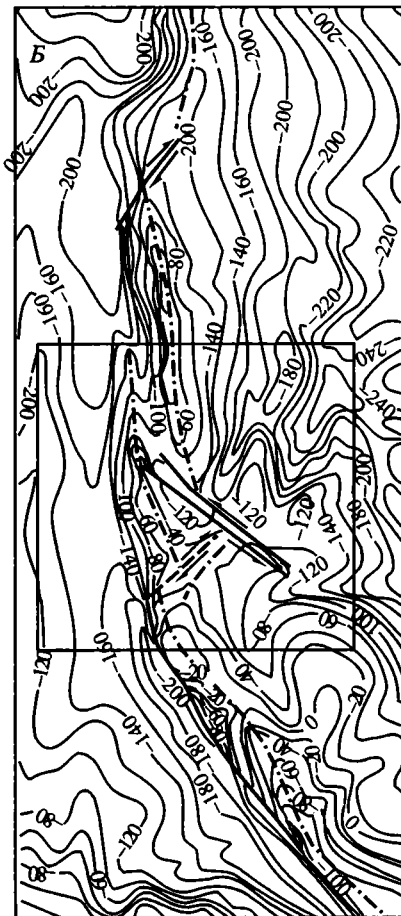
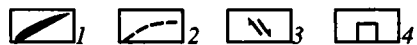
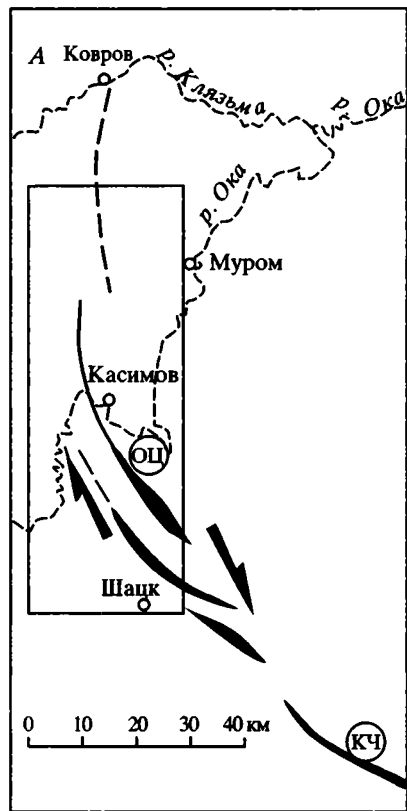


Рис. 90. Интерпретации структуры Окско-Цнинского вала

А – соотношения основных структурных линий Окско-Цнинского вала и Керенско-Чембарских дислокаций (данные Бюро палеозоя ВСЕГЕИ, 1960 г.): 1 – оси валов; 2 – то же, предположительно; 3 – направление новейшего сдвига, предполагаемого по структурному рисунку (интерпретация сделана автором); 4 – приблизительное положение рамки рис. 90, Б; в кружках: КЧ – Керенско-Чембарские дислокации, ОЦ – Окско-Цнинский вал.

Б – структурная карта Окско-Цнинского вала по подошве верейского горизонта карбона ([Суханова, 2000] – со ссылкой на данные Гаврюшовой и др., 2001 г.; с некоторыми дополнениями автора, касающимися сдвиговой тектоники): 1 – стратонизогипсы; 2 – разрывы; 3 – предполагаемые по структурному рисунку новейшие сдвиги (интерпретация сделана автором); 4 – смещенная сдвигами ось Окско-Цнинского вала (выделена для наглядности); 5 – контур рис. 90, В.

В – тектоническая схема центральной части Окско-Цнинского вала ([Трофимов и др., 1976] со ссылкой на данные С.Н. Никитина и М.И. Островского; приведена с небольшими упрощениями): 1 – стратонизогипсы кровли верейского горизонта; 2 – локальные структуры (1 – Ерахтурская, 2 – Малеево-Ташенская, 3 – Лавинская, 4 – Меленковско-Воинская); 3 – флексуры; 4 – предполагаемый послекаменноугольный сдвиг (интерпретация Д.М. Трофимова)

Fig. 90. Structural interpretations of the Oka-Tsna swell

A – Main structural lines of the Oka-Tsna and Kerensk-Chembarisk deformations (data of the Paleozoic Bureau of VSEGEI, 1960: 1 – swell axes; 2 – the same, inferred; 3 – recent simple shear inferred from the structural pattern (interpretation of M.L. Kopp); 4 – approximate contour of Fig. 90, B; in circles: КЧ – Kerensk-Chembarisk deformations, ОЦ – Oka-Tsna swell

B – Structural map of the Oka-Tsna swell of the Vereya Horizon base (Carboniferous) [Суханова, 2000, with reference to Gavryushova et al., 2001; additions on wrench tectonics by M.L. Kopp]: 1 – structural contour lines; 2 – faults; 3 – recent strike-slip faults inferred from structural pattern (interpretation of M.L. Kopp); 4 – Oka-Tsna swell axis displaced by strike-slip (marked to be more visible); 5 – contour of Fig. 90, B

B – Tectonic schematic map of the central part of the Oka-Tsna swell [Трофимов и др., 1976], with reference to data of S.N. Nikitin and M.I. Ostrovsky; insignificantly simplified): 1 – structural contour lines of the Vereya horizon top (Carboniferous); 2 – local anticlines: Erakhtur (1), Maleevo-Tashenskaya (2), Lavvinskaya (3), Melenkovsko-Voinskaya (4); 3 – flexures; 4 – inferred post-Carboniferous wrench fault (interpretation of D.M. Trofimov)



Вместе с тем на севере вал принимает строго меридиональное направление, и, если исходить из того же постулата, укорочение здесь должно быть уже широким. В середине вал пересекается косо ориентированной флексурно-разрывной зоной северо-западного простираения, на несколько километров смещающей его ось влево (см. рис. 90, В) [Трофимов и др., 1976]. На то, что это именно сдвиг, к тому же левосторонний, может указывать резкое изменение “вергентности” вала по разные стороны от линии разрыва: к югу от последней (Окско-Цнинский блок) вал более узкий и имеет симметричный поперечный профиль, к северу же (Окско-Клязьменский блок) он заметно расширяется и слегка заваливается к западу¹⁹. Левый сдвиг северо-западного простираения подтверждает угадывающуюся по ориентировке вала обстановку широтного укорочения, и это уже существенно отличается от приведенных выше результатов для других участков Окско-Донского прогиба. Следовательно, если данная структурная интерпретация справедлива, то, учитывая новейший возраст вала (а это нам представляется несомненным), следует искать причину изменения (или локального искажения на данном участке) регионального неотектонического поля напряжений. В качестве таковой прежде всего стоит проанализировать направленное к северу общее изменение инфраструктуры области динамического влияния Аравийского индентора [Копп, 1997, 1999], что еще не раз будет обсуждаться ниже. Известно, что на периферии зоны давления главное (региональное) сжатие посредством ряда переиндексаций осей напряжений превращается

¹⁹ Соответствующий этому предполагаемому сдвигу [Трофимов и др., 1976] диагональный линеймент, выраженный спрямленным коленом р. Оки около Касимова, виден на цифровых картах рельефа, однако его кинематика определению не поддается.

в ориентированное точно так же (но, естественно, обратное по кинематическому эффекту) растяжение, а еще дальше, к внешней границе зоны давления – даже в сжатие, направленное уже поперек регионального [Гущенко, 1999; Копп, 1997, 1999a]. Поскольку Окско-Цнинский вал и Мещерская впадина находятся на самом севере Окско-Донского прогиба (в широком смысле), то здесь вполне можно ожидать подобных изменений общего поля деформаций.

Как видно из изложенного, структура, происхождение и возраст Окско-Цнинского вала составляют трудную проблему, которая, возможно, не имеет однозначного решения. Однако, какова бы ни была предыстория вала, к началу плиоцена он был уже сnivelирован и слабо погружался в составе северо-восточной (Сасовской) ветви Окско-Донского новейшего прогиба, которая от северо-западной – Окской – ветви была отделена сводовым поднятием на месте современной Мещерской низменности. Произшедшее в плейстоцене обрушение этого свода создало принципиально новые структуры – Мещерскую впадину и сопряженный с ней Касимовский горст, который лишь частично совпадает с Окско-Цнинским валом и, к тому же, обладает обратным знаком поперечной асимметрии (на севере более крутой восточный борт, а на юге – западный) [Макарова и др., 1999; Суханова, 2000]. Кроме того, по материалам дешифрирования цифровых карт рельефа, Касимовский горст, в отличие от Окско-Цнинского вала, образовавшегося при слабом субширотном (до северо-восточного) сжатии, возник в результате обратного – субширотного же – растяжения, проявленного в конфигурации дизъюнктивных нарушений.

Со стороны Мещерской впадины Касимовский горст ограничен Колпинским разрывом, на севере совпадающим с долиной одноименной реки, а на юге – с субмеридиональным отрезком Оки между Шиловым и Ерахтуром. В плане линия разрыва образует вогнутую к западу плавную дугу, которая идентифицируется с наклонным сбросом западной экспозиции. На севере и юге, где простирается дуга отклоняется от меридионального, присутствуют каскады асимметричных излучин типа присдвиговых “заусениц”, показывающие левосдвиговую компоненту на юге и правосдвиговую – на севере. С восточной стороны горст сопряжен с параллельным ему Окско-Мокшинским трогообразным прогибом, который выражен спрямленными субмеридиональными отрезками одноименных долин и, несомненно, заложен по зоне новейших разрывов. В плане прогиб имеет характерную для раздвигов зигзагообразную конфигурацию, будучи составлен из отрезков северо-восточного и меридионального простираения. Первые более узкие и сопровождаются левосдвиговой “занозистостью” стенок, вторые расширены и, судя по присутствию вдоль бортов дугообразных в плане выемок рельефа, ограничены сбросами, образующими пулл-апарты впадины (?). Таким образом, наблюдаемая здесь ситуация соответствует обстановке левосдвиговой трансформации.

Ряд доказательств в пользу существенной роли субширотного растяжения при образовании четвертичной структуры Окско-Цнинского вала приводится в указанной выше работе Т.В. Сухановой [2000], где содержится детальный анализ особенностей геоморфологии и четвертичной геологии региона. Т.В. Суханова приводит морфологические признаки раздвиговой природы субмеридиональных долин. Весьма интересна и серия геоморфологических профилей поперек Окско-Цнинского вала (Касимовского горста): на них наглядно видны антиклинальные перекосы блоков, свидетельствующие о выполаживании сбросов книзу. Основной наклон водораздельного рельефа направлен к востоку, от Колпинского сброса, который, очевидно, является здесь главным; кроме того, присутствуют и наклоны к западу, особенно заметные около разрыва, ограничивающего с запада Окско-Мокшинский прогиб. Таким образом, асимметричные

водоразделы и здесь по морфологии напоминают наклонные блоки областей растяжения.

В целом очевидно, что подъем четвертичного Касимовского горста произошел не за счет вертикальных усилий или субширотного сжатия (как это предполагается для предплиоценового Окско-Цнинского вала), а в результате субширотного растяжения, широко проявленного во всем Окско-Донском прогибе. Заметим, что горст находится напротив выдвинувшегося к северу Калачского блока и продолжает цепочку субмеридиональных сбросо-раздвиговых морфоструктур к северу от него.

Резюме. Рассмотренный материал показывает, что рельеф Окско-Донского прогиба содержит много интересной информации, касающейся морфологии и кинематики разрывных нарушений. В главной части прогиб представляет собой гигантский полуграбен, с запада и юго-запада ограниченный зоной эрозивно-тектонических уступов. Последние образуют две кулисно расположенные дуги, восточная из которых вложена в западную. Кинематика разрывов зависит от их ориентировки. На меридиональных северных отрезках дуг смещение сбросовое, там же, где они приобретают преобладающее северо-западное простирание, фиксируются морфоструктурные рисунки, характерные для правого сдвига, и, наконец, вдоль субширотных южных отрезков развиваются взбросо-сдвиги и взбросы. Правосдвиговая компонента доминирует, однако на участках сочленения соседних кулисных правых сдвигов присутствуют и левые сдвиги северо-восточного направления. Местами (южный борт Тамбовской ячеи) разрывы разной кинематики образуют в плане сложный рисунок типа “коленчатого вала”.

Отмеченная зависимость кинематики разрывных нарушений от их ориентировки, проявляющаяся в разных масштабах, – несомненный признак общности деформационной обстановки, которая в данном случае характеризовалась субширотным направлением главного удлинения и субмеридиональным – главного укорочения.

Полярность поля деформации (на самом юге – меридиональное сжатие во взбросовом поле, в центральной части – сдвиг, на севере – сброс, а на самом севере, в районе Окско-Цнинского вала – вероятное субширотное сжатие, развивавшееся в предплиоценовую эпоху) указывает на южный источник действовавшего давления.

Асимметрично поле деформаций и в широтном направлении. К западу от зоны разрывов стиль морфоструктуры определяется неотектоническим подъемом и некоторым сжатием по меридиану. Восточнее же преобладают общее погружение (или умеренное поднятие) и субширотное растяжение. Развитые там многочисленные разрывы имеют меньшую вертикальную амплитуду и представлены сдвигами и раздвигами, формировавшимися в сдвиговом поле напряжений. Последние особенно представительны напротив выдвинувшегося к северу Калачского выступа, где они образуют протяженную (более 500 км) Савальско-Цнинско-Мокшинскую раздвиговую зону. Структуроконтролирующая роль Калачского выступа видна также и в том, что он с двух сторон облекается параллельными его сдвиговым краям линеаментами.

Подобная асимметрия поля новейших деформаций, проявляющаяся в широтном направлении, по-видимому, предопределена неоднородностью геологического субстрата – наличием свободного пространства с утоненной корой на востоке (древняя Прикаспийская синеклиза) и отсутствием такового на западе, в направлении Воронежского массива с его аномально утолщенной корой. В силу этого траектории подталкиваемых с юга блоков искривлялись к востоку, где сопротив-

ление было меньше, тогда как перемещение в западных румбах сдерживалось и поэтому результировало в повышенном сжатии и неотектоническом подъеме.

Несомненно, та же неоднородность деформируемой среды обусловила и единообразную восточную экспозицию главных сбросовых уступов: почти все они обращены в сторону области с более тонкой корой – в данном случае, Прикаспийской синеклизы. Это правило полностью сохраняет свое значение и для Мещерского сегмента Окско-Донского прогиба, от которого последняя находится уже далеко. Однако и там главный бортовой уступ Окско-Донского прогиба (Колпинский сброс) обращен в сторону соседней древней области прогибания с утоненной корой, роль которой в данном месте играет уже Московская синеклиза. Именно этим, очевидно, и объясняется любопытная инверсия экспозиции бортового уступа, который обращен здесь уже не к востоку, как везде, а к западу.

Наблюдаемая на цифровых картах рельефа совокупность морфоструктур представляет собой интегральную картину, длительно формировавшуюся в течение новейшего этапа. Привлечение литературных данных по истории развития речных долин позволяет ее детализировать и выделить более дробные этапы деформации. Раньше всего, на рубеже раннего–среднего миоцена (штирийская фаза), образовался Нижнехоперский разрыв, который, вероятно, продолжался на север вдоль Токаревского миоценового прогиба. В конце позднего миоцена–начале плиоцена (меотис–балахан – аттическая и роданская фазы) зона деформаций расширилась к западу (Липецко–Серафимовичский разрыв) и востоку (левые сдвиги, сбросы и раздвиги Хоперско-Бузулукской и Тамбовской впадин), а также к северу (Рязанский разрыв); тогда же, если не в предыдущую фазу, возник и Окско-Цнинский вал. Наконец, в плейстоцене (валахская фаза) активно формировались северные звенья Окско-Донского прогиба (Мещерская ячея, Касимовский горст).

По некоторым особенностям удается предположить наложение структур разной кинематики: в частности, в Хоперско-Бузулукской и Тамбовской впадинах узкие и вместе с тем весьма протяженные правые сдвиги и взбросы (северо-западного и широтного направления соответственно), секут более разработанные в рельефе (древние?) левосдвиговые эрозионно-тектонические уступы северо-восточной ориентировки. Субмеридиональные сбросы Касимовского горста накладываются на субмеридиональный же Окско-Цнинский вал, образовавшийся при субширотном–северо-восточном сжатии в предыдущую эпоху деформации. Весьма вероятно, что в миоцене вал замыкал на севере более компактную (по сравнению с современной) область динамического влияния Аравии. Расширение этой области в плиоцен–четвертичное время привело к эскалации зоны растяжения к северу, причем ее относительно южная часть, где главное растяжение субширотное, перекрыла зону субширотного сжатия в районе Мещеры и Окско-Цнинского вала, а относительно северная часть с меридиональной ориентировкой главного растяжения ныне развивается в районе широтного отрезка Волги – около Нижнего Новгорода и Чебоксар.

Можно предположить, таким образом, что разрастание к северу области давления Аравийского индентора (о чем уже говорилось в конце второй главы) сопровождалось еще и смещением и наложением составляющих ее деформационных зон.

9.3. МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Методические замечания. Выбор станций наблюдения в данном районе обусловлен соседством активной неотектонической зоны – разрыва или флексуры – и наличием обнажений крепких пород, содержащих зеркала скольжения и

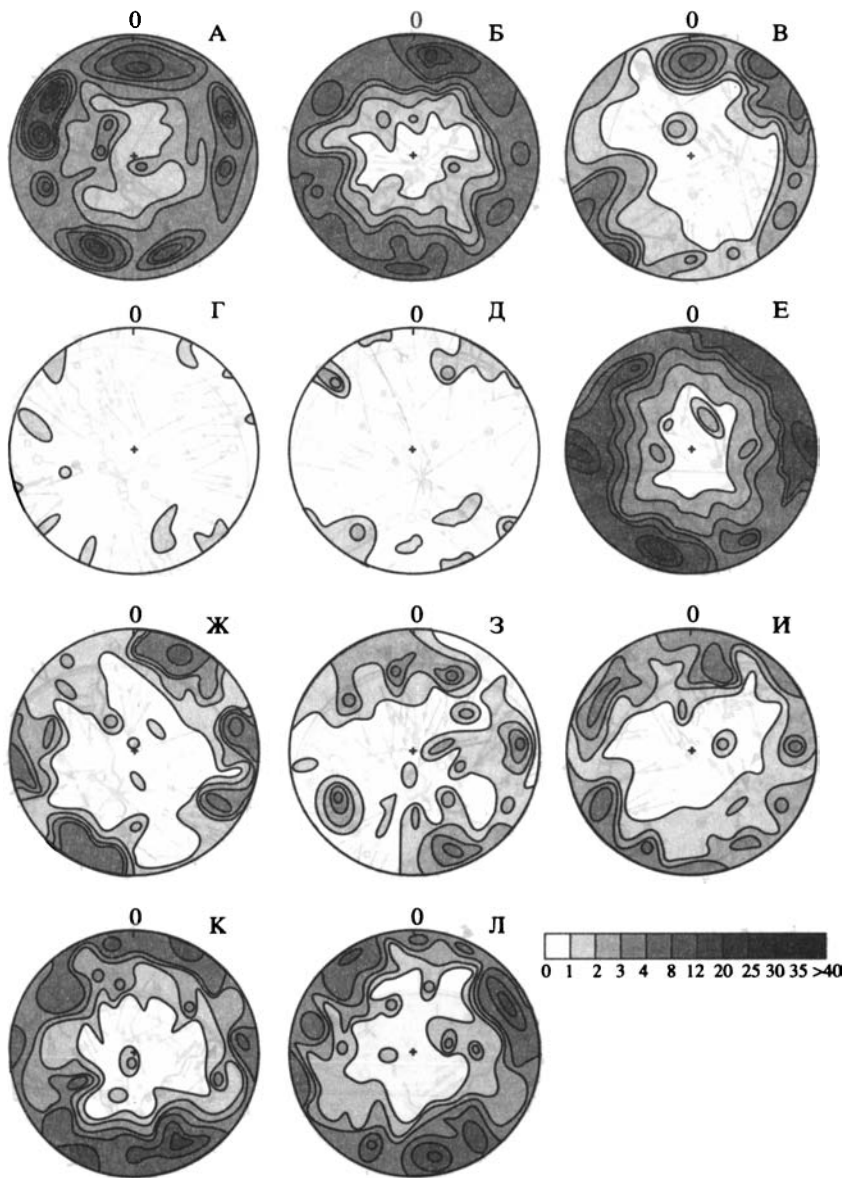


Рис. 91. Стереогаммы плотности трещиноватости разных кинематических типов [Копп и др., 2000]; шкала показывает число полюсов на единицу площади палетки

А – все мезоструктуры, замеренные в пределах крутого западного борта Тамбовской впадины; Б – взбросы; В – стилолиты, квазикливаж; Г – левые сдвиги; Д – правые сдвиги; Е – сбросы; Ж – жила и отрывы; З – левые взбросо-сдвиги; И – правые взбросо-сдвиги; К – левые сбросо-сдвиги; Л – правые сбросо-сдвиги

Fig. 91. Stereograms of mesofracture spacings of Oka-Don basin [Копп и др., 2000]; scale shows a quantity of poles per unit of area of the plot

А – All mesofractures observed at the western steep flank of Tambov basin; Б–Л – Kinematic type of mesofractures including: Б – Thrusts and reverse faults, В – Stylolites and quasicleavage, Г – Sinistral strike-slip faults, Д – Dextral strike-slip faults, Е – Normal faults, Ж – Veins and break-away ruptures, З – Sinistral strike-slip faults with a reverse component, И – Dextral strike-slip faults with a reverse component, К – Sinistral strike-slip faults with a normal component, Л – Dextral strike-slip faults with a normal component

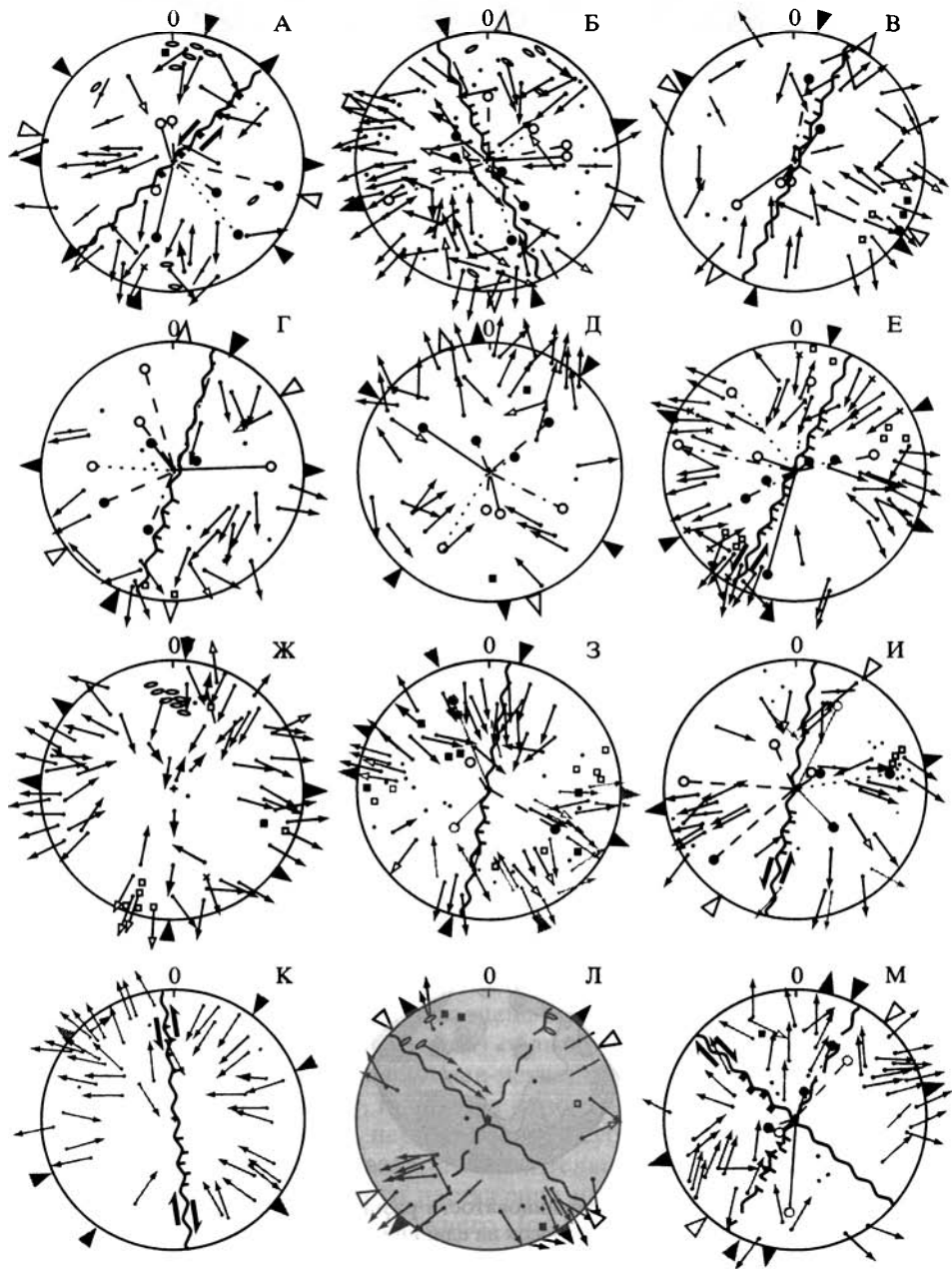
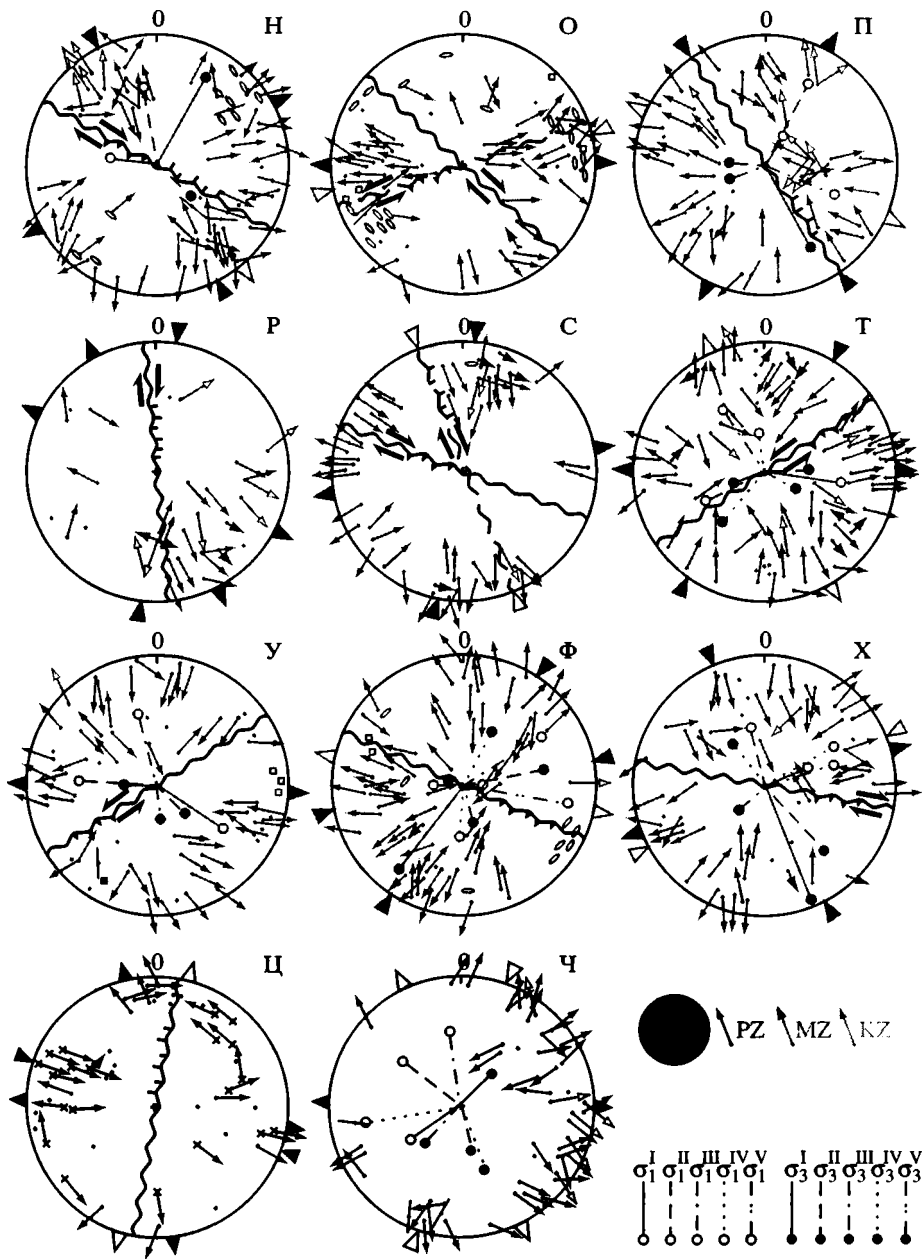


Рис. 92. Стереограммы трещиноватости для станций наблюдения [Копп и др., 2000]; расположение станций см. на рис. 89

А – с. Береговая Погореловка (известняки нижнего карбона); Б – с. Муравья (то же); В – с. Ключ (то же); Г – с. Княжое (то же); Д – г. Данков (то же); Е – Липецк (известняки верхнего девона); Ж – г. Грязи (то же); З – г. Семилуки (писчие мелы верхнего мела и четвертичные суглинки); И – г. Семилуки (известняки верхнего девона); К – с. Белый Колодезь (писчие мелы верхнего мела); Л – г. Семилуки (граниты докембрия); М – Павловск (писчие мелы верхнего мела); Н – с. Белогорье (то же); О – хут. Титовский (то же); П – хут. Подпесочный (то же); Р – хут. Подпесочный, запад (то же); С – с. Коротояк (то же); Т – с. Копанище (то же); У – с. Дивногорье (то же); Ф – сс. Селявное и Шатрище (то же); Х – ст. Откос (то же); Ц – Ч – район Касимова (известняки нижнего карбона): Ц – Акишинский карьер, Ч – Касимовский карьер.



- | | | | | | | | | | | | | | |
|----|----|---|----|---|----|---|----|----|----|----|----|----|----|
| • | 1 | ↘ | 2 | ↘ | 3 | ↘ | 4 | ↘ | 5 | ■ | 6 | □ | 7 |
| ↗ | 8 | ○ | 9 | ↗ | 10 | ↗ | 11 | ◀▶ | 12 | ◀▶ | 13 | ▶◀ | 14 |
| ◀▶ | 15 | ~ | 16 | ~ | 17 | ↗ | 18 | ↗ | 19 | ↗ | 20 | ↗ | 21 |

1-9 – полюсы трещин: 1 – без борозд скольжения; 2 – то же, с некоторыми знаками смещения (смещение прослоев, подворот слоистости около трещины, тип кулисности); 3-5 – с бороздами скольжения (знак смещения: 3 – очевидный, 4 – предполагаемый, 5 – неясный; отсутствуют четко выраженные заусеницы); 6 – жилы; 7 – отрывы; 8 – стилолиты; 9 – зоны квазикливажа и разлистования; 10-11 – проекции

осей деформации/напряжения: 10 – максимального укорочения σ_3 , 11 – максимального удлинения σ_1 ; 12–15 – направления преобладающего горизонтального: 12 – удлинения; 13 – то же, 2-го порядка; 14 – укорочения; 15 – то же, 2-го порядка; 16–17 – ориентировка ближайшего к точке наблюдения регионального разрыва: 16 – основного, 17 – дополнительного; 18–21 – кинематика смещения в зоне разрыва, по данным мезотектонических наблюдений: 18 – наклонный сброс, 19 – субвертикальный сброс (взрез), 20 – взброс, 21 – сдвиг

Fig. 92. Stereograms of mesofracturing of Oka-Don basin (see Fig. 89 for location of sites of observations) [Копп и др., 2000]

А – Beregovaya Pogorelovka village (limestones of the Lower Carboniferous); Б – Muraevnaya village (the same); В – Klyuch village (the same); Г – Knyazhoe village (the same); Д – Dankov city (the same); Е – Lipetsk city (limestones of the Upper Devonian); Ж – Gryazi village (the same); З – Semilouki city (chalks of the Upper Cretaceous and loams of the Quaternary); И – Semilouki city (limestones of the Upper Devonian); К – Belyi Kolodez village (chalks of the Upper Cretaceous); Л – Pavlovsk city (granites of the Precambrian); М – Pavlovsk city (chalks of the Upper Cretaceous); Н – Belogor'e village (the same); О – Titovsky village (the same); П – Podpesochnyi village (the same); Р – Podpesochnyi village, the west (the same); С – Korotoyak village (the same); Т – Kopanische village (the same); У – Divnogore village (the same); Ф – Selyavnoe and Shatrishche villages (the same); Х – Otkos railway station (the same); Ц–Ч – Kasimov city area (limestones of the Lower Carboniferous); Ц – Akishino quarry, Ч – Kasimov quarry

1 – poles of fractures without slickenstriae; 2 – the same, with a minor sign of a kinematics (offset of interbeds, fault-related rotation of bedding, en echelon arrangement of ministructures); 3–5 – poles of slickensides and slip vectors for the upper hemisphere: 3 – with clear slickensteps indicating kinematic type, 4 – the same, supposed, 5 – without clear slickensteps; 6 – poles of veins; 7 – poles of break-away ruptures; 8 – poles of stylolites; 9 – poles of cleavage zones; 10–11 – poles and projections of deformation axes: 10 – of maximal shortening (σ_3), 11 – of maximal lengthening (σ_1); 12 – orientation of predominant lengthening; 13 – the same, of the 2nd order lengthening; 14 – orientation of predominant shortening; 15 – the same, of the 2nd order shortening; 16 – orientation of the regional-extent fault, in whose vicinity the measurements was taken; 17 – the same, of additional one; 18–21 – kinematics of displacement in the adjacent regional-extent fault inferred from mesotectonic data: 18 – normal fault, 19 – subvertical normal fault or reverse fault, 20 – reverse fault or thrust, 21 – strike-slip fault



стилолиты. В силу этого наблюдения пришлось сконцентрировать около главных бортовых разрывов Окско-Донского прогиба, тогда как осевые зоны впадин и их пологие восточные борта, где развиты рыхлые плиоцен-четвертичные осадки, остаются пока неисследованными. Особенно трудно выявлять поле деформаций в рыхлых песках неогена; что касается четвертичных суглинков, то в них иногда встречаются вполне представительные борозды скольжения.

Наиболее благоприятны для замеров известняки верхнего девона–нижнего карбона, а также сенонские писчие мелы. Мезоструктурное поле деформаций в последних с наибольшей вероятностью можно соотнести с новейшим этапом, однако они распространены только на юге исследованного района. В остальной же его части трещиноватость замеряли в породах палеозоя, что сразу же ставит вопрос о правомерности распространения результатов, полученных для палеозойских пород, на новейший этап. Помимо теоретических соображений [Батдорф, Будянский, 1961; Гуценко, 1999], согласно которым в массиве горных пород всегда лучше видны смещения по сколам, связанные с самой последней фазой деформации, здесь можно сослаться на наш опыт наблюдений в других районах Восточно-Европейской плиты, где трещины замерялись в верхнепалеозойских известняках (Жигулевские и Доно-Медведицкие дислокации). Мы показали, что установленное там мезотектоническое поле деформаций совпадает с новейшим макротектоническим, выявляемым по особенностям структурного рисунка дислоцированных каменноугольно-палеогеновых отложений [Копп, Тверитинова, 1999, 2001], см. также разделы 6.2 и 8.2 монографии. Кроме того, в юго-западной части рассматриваемого района (Воронеж, Семилуки), где слои девона перекрываются верхнемеловыми, удастся непосредственно сравнить мезотектонические поля деформаций в тех и других. Несколько забегая вперед, отметим, что, как оказалось, в первом приближении они совпадают.

Рис. 93. Карта горизонтальных проекций векторов осей суммарных сколовых деформаций, синтезированная О.И. Гущенко по нашим данным на компьютере (длина вектора обратно пропорциональна наклону от земной поверхности, направление наклона – от точки в основании вектора)

1–2 – горизонтальные проекции ориентировок главных осей деформации: 1 – главного укорочения, 2 – главного удлинения

Fig. 93. Horizontal projections of axes of integrated deformations (computed by O.I. Gushchenko on the base of our data). Length of vectors is inversely proportional to the axial inclination. The inclination is directed from a point on the vector base

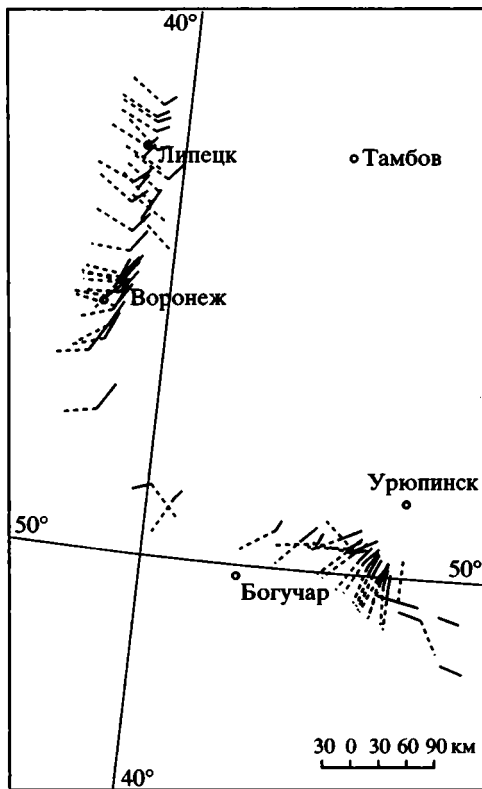
1–2 – horizontal projections of orientation of main deformation axes: 1 – main shortening, 2 – main lengthening

Следовательно, породы платформенного чехла, включая девонские, были деформированы в постмеловое время, скорее всего, именно в новейшую эпоху, когда происходила наиболее интенсивная тектоническая ремобилизация региона. О том, что это могло быть именно так, свидетельствуют и наши немногочисленные замеры зеркал скольжения в четвертичных суглинках.

Полученные данные обрабатывались на основе трех подходов: 1) анализ плотности трещин разных кинематических типов для всего района в целом (рис. 91); 2) анализ стереограмм полюсов трещин для станций наблюдения (рис. 92); 3) компьютерная обработка направлений борозд скольжения (рис. 93), осуществленная О.И. Гущенко.

Общая характеристика трещиноватости. В районе доминируют круто (60–90°) наклоненные мезоструктуры самых разнообразных простираний, с некоторым преобладанием субмеридиональных и субширотных (рис. 91, А). Заметное большинство составляют мезоструктуры, образовавшиеся в обстановках растяжения, а также сдвига или трансформации (сбросы, раздвиги и сбросо-сдвиги). Мезоструктуры сжатия (взбросы, взбросо-сдвиги, стилолиты и др.) встречаются реже и обычно наклонены круто – что свидетельствует о значительном наклоне оси максимального укорочения, при котором движение блоков имеет как горизонтальную, так и вертикальную компоненту. Настоящие сдвиги редки, гораздо чаще встречаются взбросы и сбросы со сдвиговой компонентой.

Среди взбросов, стилолитов и квазикливажных трещин (рис. 91, Б, В) преобладают субширотные (до северо-западного направления) с падением к северу и (реже) к югу. Трещины этой системы часто полого наклонены и поэтому в наибольшей степени идентифицируются с горизонтальным сжатием, имеющим в данном случае субмеридиональное (до северо-восточного) направление. Менее распространены, но зато четко локализованы мезоструктуры сжатия север-северо-восточной ориентировки (всегда более круто наклоненные). Среди не-



многочисленных настоящих сдвигов немного чаще встречаются правые (рис. 91, Д), северо-западной и северо-восточной ориентировки. Совсем редкие левые сдвиги (рис. 91, Г) образуют нечеткий максимум северо-восточного простирания. Часто встречающиеся сбросы группируются в две системы: субмеридионального и субширотного простирания (рис. 91, Е). Первая из них, распространенная особенно широко, наклонена от 80 до 30°, что позволяет предполагать листрическую конфигурацию плоскостей и субширотное растяжение как ведущий механизм их возникновения. Образующие менее плотный максимум субширотные сбросы наклонены круто и поэтому их можно связывать только с субвертикальными перемещениями. Внутри каждой из двух сбросовых систем (субмеридиональной и субширотной) присутствуют два примерно равноправных сопряженных максимума, наклоненных навстречу друг другу. При этом характерно, что преобладают те из них, которые наклонены не к Окско-Донскому прогибу (как это можно было бы ожидать из геологической ситуации), а от него. Заметим, что для других районов платформы нами установлено [Копп, 1998, 1999а; Копп и др., 1999б]), что мезосбросовые уступы чаще обращены к соседней крупной впадине. Раздвиги (отрывы и жилы) образуют две крутонаклоненные равноправные системы субмеридионального (10–15°) и субширотного простирания (см. рис. 91, Ж).

Наконец, в рассматриваемом районе, как уже указывалось, широко распространены трещины со смешанным (взбросо- и сбросо-сдвиговым) смещением (рис. 91, З–Л). Как правило, они ориентированы близко к чистым взбросам и сбросам: взбросо-сдвиги (рис. 91, З, И) – субширотно и, реже, в северо-западном направлении, а сбросо-сдвиги (рис. 91, К, Л) – субмеридионально и субширотно. Трещины с правосдвиговой составляющей (рис. 91, И, Л), как и настоящие правые сдвиги, распространены заметно шире и образуют два-три максимума (по убыванию): северо-западного, север-северо-восточного и широтного направления. Точно так же рассеяны в пространстве и левые взбросо- и сбросо-сдвиги с локализацией двух кучностей – восток-северо-восточного и север-северо-западного простирания (рис. 91, И, Л).

Приведенный статистический обзор показывает, что среди разнообразия деформационных обстановок выделяются некоторые более устойчивые – субмеридиональное и северо-восточное укорочение, устанавливаемое по взбросам, стилолитам и взбросо-сдвигам, и субширотное, субмеридиональное и северо-восточное удлинение – по сбросам и раздвигам.

Станции наблюдения. Рассмотрим мезотектонический материал для каждого из охарактеризованных выше новейших разрывов в той же последовательности, которую применяли при их описании в предыдущем разделе.

Липецко-Серафимовичский разрыв изучался в нескольких районах (с севера на юг): а) Шелемишевский грабен (Кораблино, Мураевня и др.) – участок, где линия разрыва в виде крупной дуги отступает к западу; б) район Липецка – почти прямолинейный, север-северо-восточного простирания сегмент разрыва; в) Воронеж, Семилуки – зона кулисного замещения Липецко-Воронежского отрезка разрыва (следующего вдоль р. Воронеж) его Семилукско-Нововоронежским отрезком (долина р. Дон), в данном месте субмеридиональным и далее изгибающимся к юго-востоку; г) Павловск, Белогорье – участок, где разрыв имеет северо-западное простирание и, кроме того, расщепляется на две ветви с Павловским грабеном между ними.

Более резкий западный борт *Шелемишевского грабена* подсечен карьерами каменноугольных известняков в районах сс. Береговая Погореловка, Арцыбашево и Мураевня. В первом из них (см. рис. 92, А) преобладают листрические

сбросы субмеридиональной и северо-западной ориентировки, показывающие обстановку горизонтального растяжения в поперечных им направлениях. С наклонными субмеридиональными сбросами совмещаются субширотные взбросы, образовавшиеся при субмеридиональном укорочении. Этот парагенез дает основание полагать, что данный отрезок главного разрыва (здесь – северо-восточной ориентировки) должен быть левым сбросо-сдвигом. Около сс. Арцыбашево и Мураевня (см. рис. 92, Б), где дугообразный бортовой разрыв принимает уже субмеридиональное направление, мезотектоническое поле деформаций не отличается от охарактеризованного, и, следовательно, последний является здесь чистым наклонным сбросом, образовавшимся при растяжении.

Карьеры около сс. Ключ и Княжое, севернее Кораблина, – редкие точки, дающие информацию о тектодинамической обстановке уже внутри самого Окско-Донского прогиба (на некотором удалении от краевого сброса). Восточный борт Шелемишевского грабена не дешифрируется на цифровых картах рельефа в качестве разрыва, однако на геологических картах масштаба 1 : 200 000 здесь изображают меридиональную зону быстрого погружения каменноугольных известняков под неоген, которая может оказаться флексурой (или крылом антиклинальной складки?). Мезотектоническое поле деформаций (см. рис. 92, В, Г) напоминает таковое западного борта грабена – но с тем отличием, что сбросы (преобладающего северо-северо-восточного простирания) наклонены круто ($70\text{--}90^\circ$), и поэтому их можно связать в большей степени с вертикальным перемещением, нежели с горизонтальным растяжением. Кроме того, встречаются характерные южновергентные надвиги северо-восточной и широтной ориентировки и северо-восточные правые сдвиги (с. Княжое). Здесь, таким образом, фиксируются два конкурирующих поля деформаций: первое – с субмеридиональным укорочением и субширотным–юго-восточным удлинением (такое же, как и для западного борта), а второе – с встречным укорочением в субширотном–юго-восточном направлении.

В целом для Шелемишевского грабена можно констатировать, что его западный борт представляет собой сформировавшийся при субширотном растяжении наклонный сброс, приобретающий сдвиговую компоненту на участках его отклонения от строго меридионального направления. Это соответствует той кинематике данного отрезка Липецко-Серафимовичского разрыва, которая была установлена по результатам дешифрирования цифровых карт рельефа. В пределах восточного борта грабена помимо этого субширотного растяжения проявилось и встречное – субширотное же – сжатие. Если учесть лучшую выраженность Липецко-Серафимовичского разрыва по сравнению с уступом восточного крыла Шелемишевского трога, то тогда последний более справедливо считать односторонним грабеном, или полуграбеном. В таком случае можно предположить, что субширотное сжатие восточного борта связано с компенсацией горизонтального растяжения западного. Такие компенсационные антиклинали и валы сжатия в опущенных и отодвинутых в сторону крыльях сбросов – частое явление в областях рифтогенеза [Rosendahl, 1987]. Ниже мы покажем, что подобные ситуации повторяются и в других местах Окско-Донского прогиба.

Обращает на себя внимание, что в пределах обоих бортов Шелемишевского грабена из двух сопряженных систем мезотектонических сбросов развивается обратная навстречу экспозиции главного уступа – антитетическая (R_1 -сколы Риделя). Неравноправно развиваются и сопряженные системы взбросо-надвигов: приоритетное развитие имеют наклоненные к северу (южновергентные), что свидетельствует о надвигании к югу. Это также противоречит общей северной вергентности региональных взбросов (Лискинско-Новохоперского и Ве-

шенско-Серафимовичского), но зато совпадает с общей южной вергентностью дешифрируемых на цифровых картах рельефа более мелких взбросов.

Как известно, подобные антитетические структуры 2-го порядка обычно локализуются на затуханиях разрывов, где они обеспечивают рассредоточение деформации на широкой площади. Следовательно, в данном случае их можно связать со значительной глубиной заложения магистрального сбросового уступа фундамента и со снижением его амплитуды к поверхности.

Данковский карьер известняков девона находится на значительном (50 км) удалении к западу от Липецко-Серафимовичского разрыва и поэтому вряд ли его можно считать представительным для установления характера поля деформаций около последнего. Кроме того, карьер проецируется на точку резкого колленообразного изгиба разрыва около Чаплыгина и, возможно, именно этим обусловлен своеобразный набор мезоструктур (см. рис. 92, Д), который определяется разноориентированными листрическими сбросами, возникшими при осесимметричном всестороннем растяжении. Кроме того, здесь же встречены более редкие взбросы субмеридионального, запад-северо-западного и северо-восточного простирания, связанные с конкурирующим сжатием также почти во всех направлениях. И, наконец, на все эти мезоструктуры наложены явно более молодые (свежие и иногда секущие вышеохарактеризованные зеркала скольжения) зоны простого сдвига, состоящие из кулисно расположенных мелких сколов (структуры, напоминающие черепицу или зеркала скольжения без штриховки, но с заусеницами). Если принять, что смещение происходит вдоль наклона черепицы ("по шерсти"), то тогда здесь обнаруживаются две системы субвертикальных сдвигов: левых – север-северо-восточного и правых – северо-западного простирания. В совокупности те и другие показывают субмеридиональное ($15-20^\circ$) укорочение и субширотное ($115-120^\circ$) удлинение.

В районе гг. *Липецк и Грязи*, как и у Кораблина, также имеется возможность сравнить поле деформаций бортового уступа и области, расположенной на некотором удалении от него, уже в пределах самой впадины. В первом случае (Липецкие карьеры девонских известняков – см. рис. 92, Е) в наборе мезоструктур главенствуют субмеридиональные сбросы – поровну западной и восточной экспозиции. С ними ассоциируют немногочисленные субширотные взбросы и надвиги южной вергентности, показывающие, что основное субширотное удлинение сочеталось с некоторым субмеридиональным укорочением. Липецко-Серафимовичский разрыв, к югу от Чаплыгина приобретающий устойчивую север-северо-восточную ориентировку, в данном поле деформаций оказывается левым сбросо-сдвигом. В Липецких карьерах присутствуют и мезоструктуры, не укладывающиеся в охарактеризованную деформационную обстановку: субмеридиональные взбросы и субширотные раздвиги. Можно лишь предположить, что они характеризуют компоненту сжатия поперек сместителя, обычно присутствующую в зонах разрывов [Осокина, 1989].

Во втором случае (карьер девонских известняков около г. Грязи – см. рис. 57, Ж) также развиты многочисленные субмеридиональные сбросы, что свидетельствует о приоритете субширотного растяжения. Еще нагляднее, чем около Липецка, представлены и совместимые с субмеридиональными сбросами субширотные структуры сжатия – мелкие складки с крутыми южными крыльями и осложняющие их взбросо-надвиги, а также субвертикальный квазикливаж. Все это позволяет считать, что субмеридиональное укорочение играло в данном месте не меньшую, а, может быть, и большую роль, нежели субширотное удлинение. Однако важным отличием от поля деформаций Липецкого уступа здесь является лучшая выраженность мезоструктур, связанных с субширотным уко-

рочением (субмеридиональные взбросы и мелкие складки) и субмеридиональным удлинением (субширотные сбросы и отрывы). Все это напоминает ситуацию, отмеченную выше для карьеров на восточном борту Шелемишевского грабена, и также позволяет увязать ее с решением проблемы пространства – с компенсацией увеличения длины растянувшегося участка его сжатием в том же направлении.

В районе *Воронежа–Семилук* зеркала скольжения замеряли в четвертичных, верхнемеловых и верхнедевонских отложениях, что позволяет установить время главной деформации последних. Трещиноватость четвертичных суглинков (“Пятиглавый” овраг), в наибольшей степени характеризующая новейшее поле деформаций, представлена субмеридиональными листрическими сбросами восточной экспозиции и круто наклоненными к югу субширотными взбросами (см. рис. 92, 3); те и другие в совокупности свидетельствуют об обстановке субширотного удлинения и субмеридионального укорочения. Писчие мелы сенона (рис. 92, 3), как и четвертичные суглинки, рассечены многочисленными субмеридиональными ($10\text{--}15^\circ$) сбросами, субпараллельными зоне главного разрыва в данном месте, хотя и обращенными не только к востоку, но и к западу; еще чаще встречаются широтные южновергентные взбросы и даже пологие ($30\text{--}40^\circ$) надвиги. Следовательно, поле деформаций верхнемеловых пород имеет принципиально такую же структуру, как и у четвертичных, и, по-видимому, возникло в новейшую эпоху. Чрезвычайно похожий набор мезоструктур зафиксирован и в песчанистых известняках верхнего девона, вскрытых у подножия семилукского берега Дона (см. рис. 92, И). Здесь преобладают меридиональные и север-северо-западные ($345\text{--}350^\circ$) сбросы преимущественно западной экспозиции, сочетающиеся с субширотными взбросами и левыми взбросо-сдвигами. Таким образом, и для девонских пород устанавливается то же поле деформаций, что для верхнемеловых и четвертичных. При этом совпадают даже и наблюдаемые отклонения от охарактеризованной выше деформационной обстановки. Например, как в девонских, так и в более молодых отложениях присутствуют редкие взбросы северо-западного и северо-восточного простирания и широтные сбросы южной экспозиции. Можно предполагать, что последние вместе с южновергентными взбросами той же ориентировки образуют пояс вращения, связанный с формированием субширотного уступа в месте сочленения двух кулис Липецко-Серафимовичского разрыва.

Итак, материал по Семилукам позволяет сделать вывод, что зеркала скольжения в девонских и меловых породах образовались в новейшую фазу деформации, которая характеризовалась проявлением субширотного удлинения и субмеридионального укорочения. Отсюда следует, что соответствующий отрезок Липецко-Серафимовичского разрыва, простирающийся субмеридионально, является наклоненным к востоку сбросом, и это подтверждают данные дешифрирования цифровых карт рельефа.

Не совсем ясна мезотектоническая ситуация для южной части Семилукского участка (карьер писчего мела “Белый Колодезь”, см. рис. 92, К), где присутствует пояс крутых взбросов с некоторой концентрацией приблизительно широтных и меридиональных, а также более локализованные сбросы северо-восточной ориентировки. Полученные результаты ничего не дают для установления кинематики субмеридионального отрезка Липецко-Серафимовичского разрыва: он может оказаться как сбросом, так и взбросом, а также сдвигом любого вида. Возможно, собранный материал статистически непредставителен. Однако не исключено, что сложность мезотектонической картины является здесь

следствием соседства этой станции наблюдения с точкой сочленения Липецко-Воронежской и Семилукско-Нововоронежской кулис основного разрыва, где весьма вероятны осложнения поля деформации.

Район *Павловска и Белогорья* интересен прежде всего тем, что здесь (в Павловском карьере) вскрыты породы фундамента – докембрийские граниты, трансгрессивно перекрытые маломощным платформенным чехлом с сенонскими пясчими мелами, богатыми зеркалами скольжения. Это позволяет сравнить поле мезотектонических деформаций чехла и фундамента платформы и предположительно выделить в структуре последнего те трещины и зеркала скольжения, которые могли возникнуть на новейшем этапе.

Среди зеркал скольжения в докембрийских гранитах (рис. 92, Л) резко преобладают настоящие сдвиги, как левые, так и правые, причем те и другие часто субпараллельны, что говорит о достаточно сильной деформации, сопровождавшейся расплющиванием пород. Правые сдвиги обладают особенно рассеянным распределением, что может быть признаком вращения блоков против часовой стрелки. С некоторым трудом для сдвигов и сбросов намечаются два направления горизонтального удлинения: северо-восточное и северо-западное, однако более редкие, но зато четко локализованные в пространстве надвиги показывают почти встречное им укорочение.

В пясчих мелах сенона настоящих сдвигов нет (рис. 92, М), и их место занимают крутые зеркала скольжения сдвиго-сбросового типа. Поле деформаций выглядит более уравновешенным и характеризуется присутствием пояса взбросов и крутых сбросов северо-западного простирания, параллельных линии Липецко-Серафимовичского разрыва и показывающих субвертикальное смещение по нему типа взреза. Вероятен и дополнительный правый сдвиг – судя по присутствию соответствующей компоненты у большинства мезоразрывов и диагональному положению оси главного укорочения к линии сместителя. Помимо тектонического уступа северо-западного простирания намечается и субширотный – по поясу сбросов и взбросов соответствующей ориентировки. Характерно, что оба уступа антитетические: они имеют противоположную (северо-восточную и северную) экспозицию по сравнению с обращенным к юго-западу эскарпом основного разрыва, выраженным в рельефе.

По существу, та же ассоциация мезоразрывов присутствует и в сенонских пясчих мелах Белогорья (рис. 92, Н) – с той небольшой разницей, что обращенные к восток-северо-востоку сбросы здесь более пологие и показывают, помимо субвертикального смещения по разрыву, еще и горизонтальное растяжение. Как и для района Павловска, сохраняются те же аргументы в пользу правого сдвига.

Поскольку никаких следов субгоризонтального срыва между фундаментом и чехлом в Павловском карьере не видно, можно считать, что зеркала скольжения в породах фундамента возникли на дочехольной стадии его развития. Этот вывод чрезвычайно интересен в теоретическом и методическом отношениях, так как он позволяет откорректировать известное представление, согласно которому вся наблюдаемая в породах какого угодно региона сумма зеркал скольжения возникает в самую последнюю (в данном случае – новейшую) фазу деформации [Гущенко, 1999; Никола, 1992; и др.]. Очевидно, это правило справедливо в отношении только тех пород, которые до данной фазы были практически не деформированы или испытывали гораздо более слабую деформацию. Если же последняя была велика и наложенные более молодые движения не превзошли ее по мощности, то в таком случае зеркала скольжения консервируются и не испытывают в дальнейшем сильных модификаций.

Итак, по результатам наблюдений около Семилук и Павловска можно сделать следующее методическое заключение: для реконструкции новейшего поля деформаций в древних породах можно и нужно замерять мезоструктуры во всех горизонтах слабдеформированного платформенного чехла вплоть до палеозоя. Таким образом, здесь подтверждается вывод, ранее сделанный для Жигулевской и Доно-Медведицкой зон внутриплитных складок (см. выше, а также Копп, 1999а; Копп, Тверитинова, 1999, 2001).

Что же касается пород фундамента платформы, то очевидно, что из-за древности мезоструктур они не пригодны для выяснения новейшего поля напряжений. И все же сразу возникает вопрос: так ли уж полностью консолидирован платформенный фундамент и не содержит ли он хоть каких-либо следов воздействия этого поля? Здесь нужно отметить, что в ряде районов Восточно-Европейской платформы (Жигули, Кряж Карпинского, Оренбургский вал и др.) кровля фундамента приподнята согласно с новейшей структурой платформенного чехла. Это обстоятельство, а также особенности структурного рисунка последнего (свидетельствующие о довольно значительных горизонтальных перемещениях блоков на глубине) заставляют предполагать, что платформенный фундамент все-таки испытал новейшую ремобилизацию и что именно через него распространялось к северу давление Альпийского коллизийного пояса [Копп, 1998, 1999а, б, 2000а, б]. Непосредственно в рассматриваемом нами регионе неотектонически приподнят весь Воронежский массив.

Следовательно, возникает интересная проблема вычленения из всей массы мезоструктур в докембрийских гранитах тех из них, которые следует соотносить с новейшей ремобилизацией. Сразу следует оговориться, что задача эта весьма трудна и автор не располагает достаточным материалом для ее однозначного решения. Попробую, однако, высказать предварительные соображения.

По мнению автора, подойти к разрешению данной проблемы можно с двух сторон: во-первых, сравнить стереограммы трещиноватости для докембрия и верхнего мела и выделить общие для них системы трещин, а во-вторых, попытаться найти морфологические особенности новейших мезоструктур. Сравнение стереограмм, проведенное для трещин с преобладающим смещением по падению сместителя (поскольку они встречаются как в верхнем меле, так и в докембрии), показало (рис. 92, Л, М, Н), что прямые совпадения систем трещин с зеркалами скольжения одного и того же знака составляют редкий случай (пример – крутые сбросы северо-восточного простирания). Однако имеются точные совпадения некоторых максимумов трещиноватости, которые, тем не менее, в породах разного возраста могут иметь неодинаковую, а то и прямо противоположную кинематику. Таковы докембрийские сбросы и послемеловые взбросы северо-западной ориентировки или, например, развивающиеся по одним и тем же плоскостям левые взбросо-сдвиги в докембрии и правые сбросо-сдвиги в меле. Возникает впечатление, что альпийская деформация использовала готовые ослабленные зоны, которые в некоторых случаях претерпевали инверсию движений в послемеловое время. По опыту наших наблюдений, те трещины в гранитах, которые вызывают подозрение на их новейшую активизацию (либо новообразование), характеризуются довольно крутым наклоном и преобладающим смещением по падению сместителя; кроме того, на их стенках отсутствует хлопчатая минерализация, борозды скольжения тоньше и распознаются с большим трудом, чем таковые докембрийского возраста.

Можно, таким образом, предположить, что в новейшее время кровля фундамента Воронежского массива испытала некоторую ремобилизацию в сбросо-

вом и взбросовом полях деформации согласно со структурой чехла, при этом использовались имеющиеся структурные неоднородности в виде древних трещин.

Заканчивая характеристику мезотектонических данных по исследованной нами части Липецко-Серафимовичского разрыва, можно сделать вывод, что они подтверждают ту его кинематическую характеристику, которая была выведена из результатов дешифрирования цифровых карт рельефа. На севере, где разрыв меридионален, он является сбросом, южнее (Липецк–Воронеж), на участке его север-северо-восточной ориентировки – левым сбросо-сдвигом, дальше к югу (Семилуки) – сбросом меридионального простирания и, наконец, на самом юге (Костёнки–Павловск), где линия сместителя плавно поворачивает к юго-востоку, – правым сбросо-сдвигом.

Нижнехоперский разрыв исследовался в центральной части (стан. Нехаевская – Усть-Бузулукская), где его дугообразная линия меняет ориентировку от субмеридиональной на севере до юго-восточной на юге. Напротив устья р. Бузулук линия разрыва резко смещена влево линеаментом восток-северо-восточного простирания, следующим вдоль р. Акишевки. Мезотектонические наблюдения (в мелах сенона) проводились на двух участках, расположенных соответственно к востоку и западу от этого линеамента: к юго-востоку от ст. Усть-Бузулукской и напротив хут. Подпесочного.

В восточном из двух названных участков (*хут. Титовский и Денисовский* – рис. 92, О) преобладают меридиональные листрические сбросы (обращенные как к западу, так и к востоку), иногда с компонентой сдвига (чаще – правого); с ними ассоциируют субпараллельные отрывы. Встречаются также единичные взбросы (чаще запад-северо-западного простирания) и квазикливаж северо-восточного–широтного направления. Эта ассоциация мезоразрывов возникла при главенствующем субширотном удлинении и меридиональном (до северо-западных румбов) укорочении. Основной разрыв в этом поле деформаций должен быть правым сдвигом с компонентой сброса, тогда как Акишевский линеамент – левым взбросо-сдвигом. Субпараллельный ему квазикливаж развивается, видимо, в связи со сжатием поперек этого нарушения.

Выпадает из общего ряда единственная точка около хут. Денисовского, где ансамбль мезоструктур представлен субширотными сбросами южной экспозиции и единичными меридиональными надвигами. Здесь, таким образом, устанавливается прямо противоположное – субмеридиональное – удлинение, подкрепляющееся субширотным укорочением. Представительность этого наблюдения оценить трудно, так как оно сделано в очень небольшой (20 м) придорожной выемке.

В пределах западного участка, напротив *хут. Подпесочного* (рис. 92, П), зафиксирован тот же набор мезоструктур, что и в районе хут. Титовского (ср. с рис. 92, О). Определяющими являются меридиональные листрические сбросы (здесь – только западной, т.е. антитетической экспозиции), но в данном месте они совмещаются с гораздо более многочисленными взбросами и взбросо-сдвигами субширотного – восток-северо-восточного простирания. Это свидетельствует о том, что доминирующее субширотное удлинение здесь сочетается с поперечным ему укорочением. Основной разрыв, ориентированный в север-северо-западном направлении, должен являться правым сдвигом, тогда как Акишевский разрыв – левым взбросо-сдвигом. В 3 км северо-западнее хут. Подпесочного (рис. 92, Р) опять резко преобладают листрические сбросы, только уже не субмеридионального, а северо-восточного простирания. Изгибается и сама линия разрыва, имеющая здесь меридиональную ориентировку, так что и в данной точке последний должен быть правым сбросо-сдвигом.

Лискинско-Новохоперский разрыв изучался только на крайнем западе (Коротояк–Дивногорье–Лиски), где в его поднятом южном крыле выходят писчие мелы сенона.

В самой западной точке рассматриваемого разрыва находится с. *Коротояк*. В мезоструктуре (рис. 92, С) заметно преобладают субширотные южновергентные структуры сжатия – взбросы и надвиги, сочетающиеся с квазикливажем. С фиксируемым ими субмеридиональным укорочением, возможно, совмещаются субмеридиональные сбросы западной и восточной экспозиции, которые, однако, наклонены очень круто ($75\text{--}90^\circ$), поэтому их можно связать не с горизонтальным растяжением, а с вертикальными блоковыми подвижками. Об обстановке недостатка пространства свидетельствуют и развивающиеся по сбросам стилолиты. С субмеридиональным укорочением гармонируют круто наклоненные субширотные зоны взбросово-правосдвиговых деформаций, которые представлены здесь структурами типа черепицы, наложенными на взбросовые зеркала скольжения. Наконец, встречаются взбросы меридионального – северсеверо-восточного простириания, показывающие наложенное субширотное сжатие.

Охарактеризованный ансамбль мезоструктур образовался при явном приоритете субмеридионального укорочения, и соответственно Лискинский разрыв в данном месте представляет собой глубинный взброс или надвиг. Его запад-северо-западное направление позволяет подозревать и участие продольного правого сдвига, что подтверждается наличием устойчивой правосдвиговой составляющей у субширотных взбросов. В таком случае отмечающееся здесь небольшое поперечное (субширотное) укорочение можно связать с компенсацией продольных сдвиговых перемещений блоков.

Участок Копанища и Дивногорья в мезотектоническом отношении интересен тем, что он расположен вдоль одного из имеющих северо-восточное направление звеньев Лискинско-Новохоперского разрыва – линеамента р. Тихой Сосны. В Копанище (карьер комбината по добыче мела) доминируют листрические сбросы субмеридионального (в широких пределах) простириания и преимущественно восточной (антитетической) экспозиции (рис. 92, Т). Они дополняются столь же многочисленными субширотными взбросами и взбросо-сдвигами, крутыми и обращенными как к северу, так и к югу; все они надежно указывают на формирование мезоструктуры в обстановке субширотного удлинения и субмеридионального укорочения. Соответственно линеамент Тихой Сосны, как и следовало ожидать, оказывается левым сдвигом или взбросо-сдвигом, что подтверждается и присутствием устойчивой левосдвиговой составляющей как у сбросов, так и особенно у взбросов. Более сложная ситуация зафиксирована на меловых обрывах заповедника “Дивногорье” (рис. 92, У) и в находящемся рядом карьере писчего мела у с. Селявное (рис. 92, Ф). Здесь, помимо уже охарактеризованного для Копанища комплекса мезоструктур (дополняемого субмеридиональными раздвигами), распространены субмеридиональные взбросы и субширотные сбросо-сдвиги, демонстрирующие обстановку субширотного укорочения. В карьере у с. Селявное к субмеридиональным взбросам присоединяются параллельные им зоны квазикливажа. Учитывая то обстоятельство, что Дивногорье находится недалеко от точки сочленения левого сдвига Тихой Сосны с широтным Лискинским разрывом (вероятным взбросом), можно предполагать, что аномальное широтное сжатие компенсирует сдвиговое перемещение. Как и в Копанище, многие мезоструктуры имеют здесь левосдвиговую компоненту.

Мезотектоника *Лискинского отрезка* (рис. 92, Х) изучалась в ряде естественных обнажений около хут. Шатрище и ст. Откос, а также в карьере около

последней. Здесь везде развит довольно однообразный набор трещиноватости, представленный обращенными к западу субмеридиональными сбросами (часто с левосдвиговой компонентой) и двумя сопряженными системами субширотных (в широких пределах) взбросо-надвигов. Для последних характерна небольшая доля правосдвигового смещения. Указанные мезоструктуры однозначно свидетельствуют об их формировании в обстановке субмеридионального укорочения и субширотного удлинения. Таким образом, ориентированный в юг-юго-западном ($100-110^\circ$) направлении Лискинский отрезок исследуемого разрыва предстает в виде взброса с некоторой правосдвиговой составляющей. Правда, и здесь присутствуют, хотя и малочисленные, следы обстановки субширотного укорочения, отмечавшейся выше для Дивногорского участка.

Итак, по мезотектоническим данным коленообразно изогнутый Лискинско-Новохоперский разрыв (в изученной части) состоит из сочленяющихся под тупым углом сегментов взбросовой, левосдвиговой и правосдвиговой кинематики, ориентированных в субширотном, северо-восточном и северо-западном направлениях соответственно.

Колпинский разрыв и Касимовский горст. Здесь проведены беглые мезоструктурные наблюдения в верхнекаменноугольных известняках.

Колпинский уступ вскрыт в Акишинском карьере (3 км к северу от с. Лашма), где развиты две системы сбросов: крутых широтных с прижатыми стенками, по которым развиваются стилолиты, и сильно наклоненных субмеридиональных, большей частью обращенных навстречу главному сбросовому уступу, в данном случае – к востоку (рис. 92, Ц). Мезоструктуры этой группы составляют ансамбль, возникший при субширотном удлинении и ассоциирующим с ним небольшим субмеридиональным укорочением, что сопровождалось вертикальным подъемом субширотного условного блока. Меридионально ориентированный Колпинский линеамент в соответствующем поле деформаций должен быть сбросом, заметно наклоненным к западу. Наряду с этим встречены две группы стресс-стилолитов: субмеридионального (взбросы) и северо-западного (левые сдвиги) простирания, которые в совокупности показывают прямо поперечное охарактеризованному выше субширотное укорочение.

Другой – Касимовский – карьер находится уже на значительном (15 км) удалении от Колпинского уступа, что, вероятно, должно сказываться на тектодинамической обстановке. К сожалению, хорошие зеркала скольжения здесь редки, и для данного места нами получены не вполне ясные результаты (рис. 92, Ч), показывающие преобладание субвертикальных сбросовых и взбросовых трещин самой разнообразной ориентировки. При этом многие из них сопровождаются левосдвиговой компонентой. Нарушение зафиксированного нами во многих других местах регионального поля деформаций с субширотным направлением главного удлинения может быть связано как с компенсационным укорочением в поднятом плече Колпинского сброса (т.е. внутри Касимовского горста), так и с недостатком пространства в ядре более древнего Окско-Цнинского вала. Характерно, что в данном карьере, в отличие от предыдущего, присутствуют многочисленные пологие (до 20°) складки. На особенности мезотектоники может влиять и линеамент северо-западного простирания, выраженный прямолинейным коленом Оки в районе Касимова (на структурной карте он выглядит как левый сдвиг [Трофимов и др., 1976]).

Если учесть, однако, что неоднозначные результаты получены и для Акишинского карьера, то можно предположить и более общую причину искажения в районе Касимова регионального поля деформаций, установленного для остальной части Окско-Донского прогиба. Весьма вероятно наложение фаз де-

формации: более позднего (плиоцен-четвертичного) субширотного растяжения, поперечного Касимовскому горсту на более древнее (доплиоценовое) субширотное – северо-восточное сжатие, направленное поперек Окско-Цнинского вала. В связи с этим следует заметить, что непосредственно к западу от района Касимова и Мещеры, в пределах Московской и Калужской областей, по мезотектоническим данным [Гущенко и др., 1999], тектодинамическая обстановка характеризуется преобладанием уже субмеридионального горизонтального удлинения. Обычное для Окско-Донского прогиба субширотное удлинение восстанавливается там только около Тулы, находящейся на самом юге Московского региона [Гущенко и др., 1999]. По мнению автора, здесь можно видеть подтверждение высказанным выше соображениям относительно того, что в районе Окско-Цнинского вала и Мещерской впадины, расположенных на северной окраине Окско-Донского прогиба и зоны давления Аравии в целом, затухающее поле деформаций последней представлено самыми внешними зонами, где ориентировка регионального укорочения и удлинения меняет направление на 90° .

Общие результаты. Обработка стереограмм трещиноватости для станций наблюдения показывает достаточно хорошую сходимость данных в отношении регионального поля деформаций. Оно характеризовалось условиями горизонтального удлинения, главная ось которого чаще всего располагалась субширотно, и в некоторых местах – условиями горизонтального укорочения с преобладающей наклонной (горизонтальная проекция большей частью субмеридиональна) главной осью. При этом укорочение развивалось на юге Окско-Донского прогиба, а удлинение – на севере, что может быть признаком южного источника действовавшего давления [Копп, 1999a]. Новейший (или, во всяком случае, кайнозойский) возраст этого поля деформаций однозначно доказывается для южной половины региона, где трещиноватость замеряли в верхнемеловых породах. Для северной же его части, где приходилось изучать палеозойские известняки, данный вывод нужно применять осторожнее – хотя заметим, что в тех местах, где рядом с палеозойскими выходят верхнемеловые и четвертичные отложения (Воронеж, Семилуки), удается установить, что все породы платформенного чехла от девона до квартара включительно деформированы, по существу, в одном поле напряжений. Новейшие движения должны были как-то затронуть и платформенный фундамент, однако их конкретная количественная и качественная роль в этом пока не совсем ясна. Отметим только, что в докембрийских гранитах Павловского карьера можно найти системы трещин и зеркал скольжения, зафиксированные и в перекрывающих граниты пясчиг мелах сенона.

Мезотектонические наблюдения подтвердили предполагавшуюся по материалам дешифрирования цифровых карт рельефа кинематику всех крупных разрывов обрамления Окско-Донского прогиба. Составляющие каркас новейшей структуры дугообразные разрывы преобладающего северо-западного простирания – Липецко-Серафимовичский и Нижнехоперский – оказались правыми сдвигами и сбросо-сдвигами, на своих северных меридиональных отрезках переходящими в сбросы и левые сбросо-сдвиги. Коленообразно изогнутая, в целом субширотного – восток-северо-восточного направления, зона разрывов на южном борту Тамбовского бассейна состоит из сочленяющихся под тупым углом левых сдвигов северо-восточной ориентировки и субширотных взбросов. Отсюда можно предполагать, что взбросовую природу имеет и не охваченное мезотектоническими наблюдениями широтное восточное окончание Липецко-Серафимовичского разрыва.

Заметим, что выводы о кинематике новейших разрывов делались исходя из их направления к ориентировке осей главных деформаций в каждом конкрет-

ном месте. Попытки выяснить знак разрывов на основе определений кинематики субпараллельных им трещин дают неполную либо даже неверную информацию – так как последние, во-первых, бывают не выражены, а если и присутствуют, то имеют разнообразную и иногда противоречивую кинематическую характеристику. Среди двух потенциально возможных сопряженных систем трещин в зонах крупных разрывов гораздо чаще получают приоритетное развитие те из них, смещение по которым направлено в противоположную сторону. Например, обращенные к востоку региональные сбросы Липецко-Воронежской линии в мезоструктуре выражены сгущением сбросов не восточной, а западной экспозиции, а развивающиеся вдоль северовергентных взбросов на юге Тамбовской впадины мезотектонические взбросы почти всегда имеют противоположную – южную – вергентность. Такая встречная (антитетическая) избирательность систем мелких трещин (сколов Риделя) по отношению к магистральному разрыву может свидетельствовать либо о глубинности заложения последнего и его затухании вверх, либо о том, что в доступных нам обнажениях наблюдается не главная его плоскость, а фрагмент строения одного из крыльев, где возникший при смещении градиент масс рассасывается путем образования R_1 -сколов. Для сравнения заметим, что в большинстве охарактеризованных выше платформенных районов Юго-Восточной Европы крупные разломы и флексурно-разрывные зоны (Жигулевский, Елшанско-Сергиевский взбросы, Приволжский сбросовый уступ) выражены, напротив, сгущением попутных им (синтетических) сколов Риделя. Так что не исключено, что по сравнению с ними в пределах Окско-Донского прогиба фронт альпийских деформаций погружен на большую глубину и (или) последние уже не столь интенсивны, как в Поволжье.

Обращает на себя внимание и удивительная неразвитость сдвигового режима деформаций по сравнению со сбросовым и надвиговым. С одной стороны, крупные сдвиги надежно устанавливаются по их диагональной ориентировке к осям укорочения и удлинения, выведенным из мезотектонических данных, и, кроме того, прекрасно читаются по особенностям структурного рисунка (смещения и резкие изгибы морфоструктур, их кулисное расположение и т.д.), с другой же – настоящие сдвиговые зеркала скольжения встречаются редко, и, как правило, их место занимают сбросо- и взбросо-сдвиги. Оси главного укорочения, установленные по таким трещинам, круто ныряют вниз. Все это кажется тем более странным, что широкое распространение обстановок сброса и взбросо-надвига требует наличия между ними промежуточного звена, коим должно быть сдвигание в горизонтальной плоскости. Правда, следует заметить, что и настоящие мезотектонические надвиги тоже встречаются существенно реже крутых взбросов и взрезов – так что установленная по мезоструктурам этого класса ось укорочения тоже часто наклонена довольно круто.

По нашему мнению, высказанному ранее [Копп, 1999а,б, 2000], такая редукция настоящего сдвигового режима мезотектонических деформаций, а также фиксируемое везде гипертрофированное изобилие разноориентированных сбросов, связаны с одной общей причиной – глубиной приложения действующих сил, их ослаблением вверх и, как следствие, с искажением этой ведущей глубинной геодинамической обстановки около свободной границы – земной поверхности. Присутствие последней облегчает реализацию динамических режимов, характеризующихся субвертикальным положением осей главных напряжений (ось сжатия для сбросового режима и ось растяжения для надвигового). Соответственно земная поверхность может свободно воздыматься как при сбросе, так и при надвиге. Если же обе главные оси субгоризонтальны (сдвиг), то тогда данный фактор будет исключен, и роль свободных границ станут иг-

рать разделы совсем другого рода, развивающиеся в сплошной среде и поэтому менее податливые: участки утонения коры, изменения режима вертикальных движений в сторону большего погружения и изменения литологического состава пород в сторону меньшей вязкости. В результате глубинные горизонтальные перемещения по сдвигам будут около поверхности земли в большей степени компенсироваться вертикальными, и настоящий сдвиговый режим трансформируется в сбросо- или взбросо-сдвиговый.

Добавим, наконец, что региональное поле деформаций субширотного удлинения–субмеридионального укорочения, по мезотектоническим данным, кое-где осложняется наложенными полями с противоположным направлением главных осей. Это происходит на участках гашения сдвиговых перемещений (Дивногорье) и на некотором удалении от крупных бортовых сбросов Окско-Донского прогиба, как в их опущенных (Кораблино, Грязи), так и в поднятых (Данков, Касимов) крыльях вследствие компенсационного коробления растянутых около этих сбросов слоев.

Результаты компьютерной обработки данных. В силу значительного сброса данных для Окско-Донского прогиба удалось синтезировать карту поля деформаций (см. рис. 93) лишь с очень большим (2° на местности) радиусом круга осреднения. Соответственно из-за высокой генерализации эта карта не способна отразить детали деформационной обстановки, связанные с местными макроструктурными особенностями и хорошо читающиеся на стереограммах; однако она подчеркивает самые крупные, региональные черты поля деформации, закономерно повторяющиеся на многих стереограммах, но в силу каких-то причин не всегда заметные на них с первого взгляда.

Компьютерная обработка подтвердила преобладание режима горизонтального растяжения (в сбросовом поле) в пределах Окско-Донского прогиба, причем для большей части последнего растяжение направлено субширотно, от запад-северо-западного на севере до строго широтного и восток-северо-восточного на юге. Как и ожидалось, относительная роль горизонтального укорочения возрастает к югу: его вектор выполаживается и приобретает субмеридиональное направление (вернее, север-северо-восточное, что несколько уточняет ранее приводившиеся сведения).

Можно констатировать, что компьютерный анализ подтверждает результаты качественной обработки стереограмм по станциям наблюдения. Имеются, однако, и существенные дополнения. В частности, надежно устанавливается единообразный северный наклон векторов главного укорочения, который практически невозможно уловить качественным способом. По мнению О.И. Гущенко, которое мы разделяем, этот наклон естественно связывать с общим скашиванием в вертикальной плоскости (по типу простого сдвига), когда верхние горизонты перемещаются к северу, а нижние – к югу. Такое скашивание соответствует вергентности всех крупных взбросов южного борта Окско-Донского прогиба вплоть до Донбасса и поэтому представляется правдоподобным. Особенно наглядно это видно для зоны Лискинско-Новохоперского разрыва (см. рис. 58, внизу), где векторы укорочения и удлинения имеют одинаковую длину и простираются в одном и том же – север-северо-восточном – направлении; при этом векторы удлинения наклонены в прямо противоположную сторону – к югу (как и должно быть при севервергентном скашивании). Этого следовало ожидать, ибо именно вдоль данной зоны взбросовая тектоника (с надвиганием к северу) проявлена в наибольшей степени.

9.4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ: НОВЕЙШЕЕ ПОЛЕ ДЕФОРМАЦИЙ ПРОГИБА

Совокупность макро- и мезотектонических данных, рассмотренных в этой главе, позволяет сделать вывод, что Окско-Донской новейший прогиб образовался при субширотном горизонтальном растяжении, которое кое-где ассоциировалось с субмеридиональным сжатием. При этом некоторые факты (полнота деформационных зон, выражающаяся в общей смене с юга на север обстановок сжатия, сдвига и растяжения сначала в субмеридиональном, а затем в субширотном направлении, а также последовательное разрастание прогиба к северу, сопровождающееся вероятным наложением стресс-режимов разного типа) свидетельствуют о южном положении источника действовавшего давления, который естественно всего искать в Альпийском коллизионном поясе и двигавшейся к северу Аравийской плите.

В связи с вышесказанным еще раз подчеркнем одновозрастность Окско-Донского прогиба и движений внутри коллизионной зоны, проявляющуюся как в главных рамках (конец раннего миоцена–квартер), так и в отношении отдельных тектонических фаз (штирийская, аттическая и др.). Еще один момент, о котором пока не упоминалось, – это закономерное расположение Окско-Донского прогиба относительно геокинематических зон Периаравийской коллизионной области. Он находится прямо к северу от Аравийского клина и надстраивающего его Центрально-Кавказского (Казбекского) пережима, откуда симметрично расходятся сдвиги разного знака: правые (северо-западного простирания) Центрального–Западного Кавказа и левые (северо-восточного простирания) Восточного Кавказа [Копп, 1989, 1997]. Здесь же усиливается амплитуда покровов Южного склона Большого Кавказа, а в его осевой зоне и на северном склоне (Казбек, Эльбрус, Минеральные Воды) локализуются глубинные раздвиги.

Таким образом, новейшие правые сдвиги Кряжа Карпинского [Копп, 2000б], Донбасса [Kogbetagin et al., 1996] и западного борта Окско-Донского прогиба надстраивают зону правых сдвигов Центрального–Западного Кавказа, а левые сдвиги Поволжья, Прикаспия и востока Окско-Донского прогиба (Хоперско-Бузулукская впадина) – зону левых сдвигов Восточного Кавказа. Уход в противоположные стороны блоков, ограниченных сдвигами разного знака, обеспечил растяжение в меридиональной полосе напротив области приложения давления. При этом смещаемые к северо-западу блоки, ограниченные правыми сдвигами, испытывали большее сопротивление, чем блоки, ограниченные левыми, ибо они двигались в сторону территории с более мощной корой (Воронежский массив). В результате западное ограничение Окско-Донского прогиба испытало большее сжатие и неотектонический подъем, чем восточное, где имелось свободное пространство в виде Прикаспийской синеклизы – области с утоненной корой. Эта же латеральная асимметрия геологической среды предопределила преимущественно восточную экспозицию сбросовых уступов.

Отдельного обсуждения требует вопрос о соотношениях Окско-Донского прогиба с Западно-Прикаспийским, последний по ряду признаков также следует считать глубинным раздвигом коллизионного происхождения.

С одной стороны, имеется много свидетельств того, что Каспийский мегапрогиб (если его рассматривать от Южно-Каспийского трога до Западно-Прикаспийского трогов включительно) имеет более крупный ранг. Во-первых, он гораздо длиннее и глубже: даже на его наиболее северном (уже вырождающемся) отрезке в области Западного Прикаспия мощность неоген-четвертичных пород почти в 2 раза превышает таковую в Окско-Донском прогибе. Во-вторых,

Каспийская полоса погружения продолжает к северу гораздо более выразительную, нежели Центрально-Кавказский пережим, деформационную шейку Альпийского пояса – Эльбурсский синтаксис, откуда симметрично выжимаются к западу и востоку весь Кавказ (вместе с Анатолией) и Копетдаг (вместе с Центральным–Восточным Ираном) соответственно.

В таком аспекте Окско-Донской прогиб выглядит всего лишь как менее просевшая ступень Каспийского, надежным признаком чего является общая восточная экспозиция главных плиоцен-четвертичных сбросов в пределах каждого из них.

С другой стороны, можно привести немало доказательств и определенной самостоятельности обоих прогибов. С этой точки зрения привлекает внимание их довольно значительное пространственное удаление (прогибы разделены Приволжским неотектоническим сводом, который к тому же особенно широк напротив места наибольшего углубления и расширения Окско-Донского прогиба), а также существенно более раннее заложение Окско-Донского прогиба по сравнению с Каспийским (ранний миоцен и ранний плиоцен соответственно). В миоцене на территории современного Западного Прикаспия существовал свод, а если даже там и проявилось некоторое прогибание (прямые признаки которого неизвестны), то в любом случае гораздо меньшее, чем в плиоцене–квартере.

Анализ этих противоречивых фактов побуждает сделать вывод о наличии двух существенно неодинаковых стадий развития Окско-Донского прогиба: ранне-среднемиоценовой и позднемиоцен-четвертичной. На первой из них, после сводового поднятия в олигоцене–раннем миоцене, в среднем миоцене образовался довольно узкий трог, который, в отличие от более позднего прогиба, имел крутой восточный борт (морфология западного борта, уничтоженного плиоцен-четвертичным размывом, неизвестна). Возможно, это было связано с отсутствием в то время крупной области прогибания на востоке, где пока развивался Западно-Прикаспийский свод. На второй стадии вдоль оси последнего возник одноименный плиоцен-четвертичный бассейн, а Окско-Донской прогиб отступил к западу, приобретя при этом резко асимметричный поперечный профиль – такой же, как и у его вероятного аналога в Западном Прикаспии. Между двумя прогибами продолжала интенсивно воздыматься (расширяясь к западу) Приволжская возвышенность – останец Западно-Прикаспийского свода.

Можно, таким образом, констатировать, что на периферии Периаравийской коллизионной области в позднем кайнозое в разное время существовали два мегараздвига. Находившийся западнее Окско-Донской прогиб (на ранней стадии) развивался в раннем–среднем миоцене (штирийская тектоническая фаза), а более восточный Западно-Прикаспийский – в позднем миоцене–квартере (аттическая, роданская и валахская фазы). При этом более мощный Западно-Прикаспийский мегараздвиг поглотил остатки миоценового Окско-Донского, которые в плиоцене оказались в западном плече огромного полуграбена.

Данный вывод позволяет связать этапы развития обоих новейших прогибов с установленными выше (раздел 2.2) фазами коллизии Аравийской и Евразийской плит.

В раннем миоцене Аравийская плита перемещалась к северу с заметной компонентой вращения против часовой стрелки, что было обусловлено необходимостью закрытия треугольного в плане реликта океана Тетис в Загросе – для достижения плотнейшей упаковки [Копп, 1997]. Из-за наличия такого вращения коллизионная деформация южного края Евразии в пределах Южного Ирана, Центрального–Западного Кавказа и Анатолии определялась многочисленными правыми сдвигами, которые, как было показано выше, составляют также характерный

элемент новейшей структуры Скифской плиты. Теперь очевидно, что они доминируют и в неоструктуре юга Восточно-Европейской платформы, в том числе, в западном обрамлении Окско-Донского прогиба. Ограниченные правыми сдвигами северо-западного простирания блоки смещались к северо-западу, в результате чего была раздавлена западная часть Большекавказско-Копетдагского окраинного моря [Копш, 1999а] и вал Шатского (“Грузинская глыба”) пришел в начальное соприкосновение с Евразийской плитой в районе Центрального Кавказа и Скифской плиты. В итоге деформация выплеснулась на платформенную область и напротив коллизионного шва Центрального–Западного Кавказа образовался глубинный раздвиг – Окско-Донской прогиб среднемиоценового возраста.

В конце миоцена, когда полностью консолидировались области Ирана, Анатолии и Центрального–Западного Кавказа, условия резко изменились. На траверсе Аравийской плиты остался, по существу, последний крупный реликтовый бассейн, унаследованный от мезозоя, – восточная часть Большекавказско-Копетдагского окраинного моря. В целях его закрытия плита резко изменила направление движения на почти строго северное, вращение против часовой стрелки замедлилось. Давление Аравии в то время было направлено уже не на Центральный–Западный Кавказ, а на находящиеся восточнее Восточный Кавказ и Эльбурс, вследствие чего образовался Каспийский мегаразвиг, протягивающийся от Южного Каспия до западной части Прикаспийской синеклизы. Широтное растяжение продолжалось и в пределах Окско-Донского прогиба, однако оно, очевидно, уже уступало таковому в Западно-Прикаспийском, и в результате Окско-Донской прогиб в плиоцене–квартере был поглощен последним.

Замедление противочасового вращения Аравийской плиты в конце миоцена и консолидация всей западной части Периаравийской коллизионной области (в том числе и на юге Восточно-Европейской платформы, где к тому же существовало препятствие для перемещения блоков в виде Сарматского щита) привели к активизации левых сдвигов, способствовавших выжиманию масс в сторону менее деформированных территорий с утоненной корой – Прикаспийской синеклизы и Туранского коридора, находящегося между зонами давления Аравии и Индии. В предыдущих разделах уже было показано, что плиоцен-четвертичные левые сдвиги составляют характерный элемент новейшей структуры Поволжья и Прикаспия, присутствуют они и на востоке Окско-Донского прогиба.

9.5. ВЫВОДЫ

Многие черты строения и новейшего развития Окско-Донского прогиба свидетельствуют, что его генезис связан с коллизионными событиями в альпийском обрамлении платформ Юго-Восточной Европы. К числу таких особенностей относятся его приуроченность к своду более широкого поднятия коры (аналогия с рифтами); в целом дискордантный характер по отношению к докайнозойской структуре Восточно-Европейской платформы; кулисно внутреннее строение, свидетельствующее об участии правого сдвига в его образовании, и синхронность развития с позднеальпийским тектогенезом Периаравийской области. Весьма показательно последовательное омоложение прогиба к северу, которое логично объясняется развивающимся внедрением Аравийской плиты в Евразию (что, по определению, должно было сопровождаться расширением к северу области динамического влияния индентора).

О том, что прогиб образовался в результате субширотного растяжения, свидетельствует стиль его морфоструктуры, характерный для областей рифтогене-

за: система сильно асимметричных наклонных блоков, обладающих крутыми, осложненными новейшими разрывами, флангами с одной стороны (в данном случае – с восточной) и пологими – с другой (западной). Бортовые разрывы образуют в плане крупные плавные дуги с выпуклостью, направленной к юго-западу. Специальные приемы дешифрирования цифровых и обычных топографических карт рельефа позволили существенно уточнить плановую геометрию и кинематический тип нарушений, который, как оказалось, зависит от ориентировки последних: на севере дуг, где они имеют субмеридиональное простирание, преобладает сбросовое смещение, южнее (северо-западное простирание) – правый сдвиг и на самом юге (субширотное простирание) – взброс. Принципиально такая же кинематика разрывов подтверждена и мезотектоническими наблюдениями.

По результатам замеров трещиноватости новейшее поле деформаций региона характеризовалось условиями горизонтального удлинения с субширотным расположением главной оси и в меньшей степени – горизонтального укорочения с наклонной главной осью (горизонтальная проекция большей частью субмеридиональна). При этом укорочение сильнее развивалось на юге Окско-Донского прогиба, а удлинение – на севере, что может быть признаком того, что источник действовавшего давления находился на юге, и в таком случае его следует искать в альпийской коллизионной области. Региональное поле деформаций субширотного удлинения – субмеридионального укорочения кое-где осложняется наложенными полями с иным или даже противоположным направлением главных осей. Обычно это происходит на участках затухания сдвигов, а также на некотором удалении от крупных бортовых сбросов Окско-Донского прогиба – очевидно, вследствие компенсационного коробления растянутых около этих сбросов слоев.

Окско-Донской прогиб закономерно расположен относительно геокинематических зон Периаравийской коллизионной области. Он находится прямо к северу от Аравийского клина и надстраивающего его Центрально-Кавказского (Казбекского) пережима, откуда симметрично расходятся сдвиги разного знака. Уход в противоположные стороны блоков, ограниченных правыми и левыми сдвигами, обеспечил возникновение растяжения в меридиональной полосе напротив области наибольшего давления. При этом смещающиеся к северо-западу блоки, ограниченные правыми сдвигами, испытывали большее сопротивление, чем блоки, ограниченные левыми, ибо они двигались в сторону территории с более мощной корой (Воронежский массив). В результате западное ограничение Окско-Донского прогиба испытало бóльшие сжатие и неотектонический подъем, чем восточное, где имелось свободное пространство в виде Прикаспийской синеклизы – области с утоненной корой. Эта же латеральная асимметрия геологической среды предопределила преимущественно восточную экспозицию сбросовых уступов.

Окско-Донской новейший прогиб по ряду признаков напоминает Западно-Прикаспийский; оба они, очевидно, являются глубинными внутриплитными мегараздвижками коллизионного происхождения, формирующимися (наподобие Байкала) на периферии зоны индентации. В плиоцен-четвертичное время оба развивались взаимосвязанно, и первый из них для того этапа следует считать менее просевшей ступенью последнего. Вместе с тем Окско-Донской прогиб возник существенно раньше (на рубеже раннего–среднего миоцена), когда в Западном Прикаспии еще существовал обширный неотектонический свод. Это обстоятельство, равно как и существенная удаленность к западу по отношению к Западно-Прикаспийскому прогибу, побуждает сделать вывод о том, что Окско-Донской прогиб генетически связан с наиболее ранней фазой коллизии Аравийской и Евразийской плит (ранний–средний миоцен – штирийская орогения), когда Аравия перемещалась к север-северо-западу с заметной компонентой вра-

щения против часовой стрелки. В пределах Кавказского региона эта начальная коллизия раздавила только самую западную часть Большекавказско-Копетдагского окраинного моря на меридиане Центрального–Западного Кавказа, и Окско-Донской прогиб – глубинная мегаструктура растяжения среднемиоценового возраста – образовался как раз напротив коллизионного шва последнего. В конце же миоцена в связи с изменением курса движения Аравийской плиты к более северному направлению коллизия уничтожила уже восточный реликт Большекавказско-Копетдагского бассейна (на меридиане Восточного Кавказа и Эльбурса), где наблюдаются особенно интенсивные покровно-складчатые деформации того времени. В свою очередь это вызвало перескок к востоку главного периферического мегараздвига на место Каспийской полосы меридиональных прогибов, где он находится и до сих пор.

Глава 10

ОБЩИЙ СЫРТ И СЕВЕРНЫЙ ПРИКАСПИЙ

Общий Сырт сложен последовательно погружающимися к югу пермскими и мезозойско-эоценовыми отложениями, которые резко несогласно перекрыты плиоцен-четвертичными. Подошва плиоцена очерчивает слегка угловатый контур свода, который плавно выгнут к северо-западу, а на юго-востоке ограничен резкими прямолинейными флексурами восток-северо-восточной ориентировки (рис. 94). На севере, после некоторого погружения в районе р. Кинели, свод примакает к Бугульминско-Белебеевскому новейшему плато.

Структурный рисунок как самого свода в целом, так и его отдельных участков может свидетельствовать о проявлении сдвиговой деформации. Например, на юге около самой резкой новейшей флексуры восток-северо-восточного простирания – Яицко-Оренбургской, к которой приурочена долина р. Урал, – присутствует “конский хвост” кулисных линейных антиклиналей послелеккабальского возраста (Аккудукская и Аксайская гряды), которые указывают на левый сдвиг. На восточном отрезке флексура резко ограничивает с севера сильно деформированную в неоген-четвертичное время южную часть Предуральского прогиба, где возникла система линейных меридиональных складок Соль-Илецкого выступа и Актюбинского Приуралья. На крыльях этих структур почти согласно смяты пермотриасовые, юрские и мел-палеоценовые отложения, тогда как по противоположную сторону от флексуры (севернее р. Сакмары) дислоцированные пермотриасовые молассы с резким угловым несогласием перекрыты не только олигоценными, но и юрскими отложениями. Хотя формирование меридиональных складок Актюбинского Приуралья происходило при несомненном участии соляного диапиризма, их крутые крылья, наблюдаемые часто непосредственно в обнажениях (овр. Блюменталь, с. Гребени и др.), осложненные согласными взбросами и надвигами, допускают вероятность существенной роли бокового сжатия при складкообразовании. По данным сейсморазведки [Волож и др., 1997], галокинез в данной части Прикаспия сочетается с общим надвигом к западу. Возникает впечатление, что находящаяся к югу от Яицко-Оренбургской флексуры часть Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба сорвана к востоку по левому сдвигу и пододвинута под южную оконечность

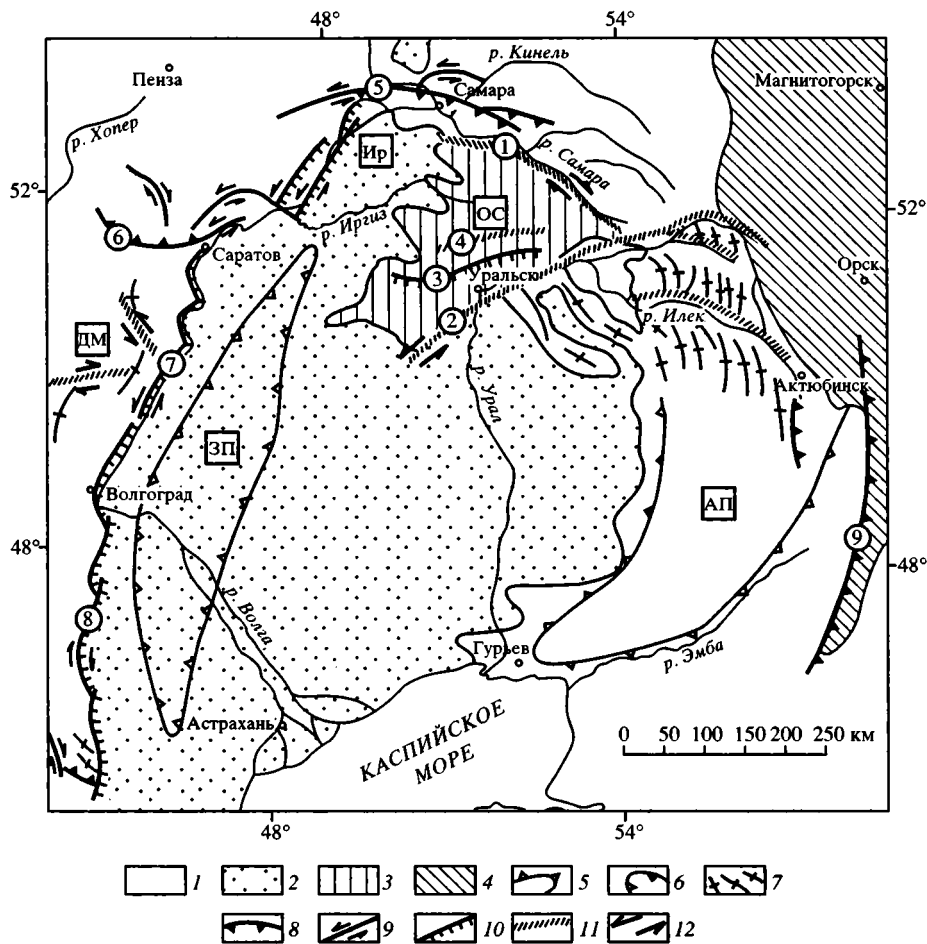


Рис. 94. Структурная позиция свода Общего Сырта в кругу новейших структур Прикаспия
 1–3 – Восточно-Европейская платформа и Скифская плита: 1 – области отсутствия плиоцен-четвертичных отложений, 2 – сплошной плиоцен-четвертичный покров, 3 – новейший свод Общего Сырта; 4 – новейший ороген Урала; 5–6 – крупные пологие новейшие структуры внутри платформ: 5 – своды, 6 – впадины; 7 – новейшие линейные складки; 8–10 – новейшие разрывы: 8 – взбросы и надвиги, 9 – сдвиги, 10 – сбросы; 11 – структурные линеаменты (широкие флексурно-разрывные зоны); 12 – направление простого сдвига в горизонтальной плоскости.

Неотектонические области: АП – свод Актюбинского Приуралья, смятый в складки; ДМ – Доно-Медведицкая складчатая зона, ЗП – Западно-Прикаспийский плиоцен-четвертичный прогиб, Ир – Иргизский (Вольский) частный плиоцен-четвертичный прогиб, ОС – свод Общего Сырта. *Разрывы и структурные линеаменты (цифры в кружках):* 1 – Бузулукский, 2 – Яйцко-Оренбургский, 3 – Токаревский, 4 – Камеликско-Чаганский, 5 – Жигулевский, 6 – Елшанско-Сергиевский, 7 – Приволжский (Сталинградский), 8 – Ергенинский, 9 – Западно-Мугоджарский

Fig. 94. Structural position of recent arch of Obshchiy Syrt

1–3 – East European craton and young Scythian-Turanian platform: 1 – areas of absence of Pliocene-Quaternary deposits, 2 – Pliocene-Quaternary cover, 3 – recent arch of Obshchiy Syrt; 4 – Urals recent orogene; 5–6 – major gentle recent structures: 5 – arches, 6 – depressions; 7 – linear folds of recent age; 8–10 – faults of recent age: 8 – reverse faults and thrusts, 9 – strike-slip faults, 10 – normal faults; 11 – structural lineaments (broad flexure and fault zones); 12 – simple shear in horizontal plane

Neotectonic domains and structures of the 1st order (rectangles): АП – rise and fold zone of Aktyubinsk Cis-Urals; ДМ – Don-Medveditsa dislocations; ЗП – West Peri-Caspian basin; Ир – Irgiz (Vol'sk) Pliocene-Quaternary deep; ОС – Arch of Obshchiy Syrt. *Faults and structural lineaments (in circles):* 1 – Buzuluk, 2 – Yaitsk-Orenburg, 3 – Tokarevsky, 4 – Kamelik-Chagan, 5 – Zhiguli, 6 – Elshansko-Sergievsky, 7 – Privolzhsky, 8 – Ergeni, 9 – West Mugodzharly

Урала, где уже давно известен Западно-Мугоджарский меридиональный взброс послезоценового возраста.

О существенной роли горизонтальных напряжений говорят и соотношения Общесыртовского свода с более западными новейшими структурами. На северо-западе он непосредственно соседствует с асимметричными линейными мегаскладками Жигулей, где, как было показано выше, взбрасывание к северу сочеталось с левым сдвигом вдоль Жигулевского разлома [Копп, Тверитинова, 1999] (заметим, что последний имеет близкое к Яицко-Оренбургской флекуре простирание), а на западе – с Западно-Прикаспийским плиоцен-четвертичным прогибом, образовавшимся при участии субширотного растяжения.

Тем не менее в многочисленных работах по неотектонике Общего Сырта [Аристархова, 1973; Востряков, 1965; Горелов, 1963; Горелов, Клубов, 1963; Журенко, 1974; Зайонц, Романов, 1972; Коноваленко и др., 1975; Наумов, Зайонц, 1972; Рождественский, Журенко, 1962, 1973; Романов, Зайонц, 1976; Худяков, 1960; В.Н. Зайонц, Т.Я. Юнанидзе, 1969 г.; Т.Я. Юнанидзе и др., 1972 г.] рассматриваются деформации только в вертикальной плоскости, и поэтому основное внимание здесь, как и вообще в этой книге, уделено именно проблеме наличия горизонтальной компоненты неотектонических движений. В этих целях с мобилистических позиций интерпретируются особенности макроструктурного рисунка Общего Сырта и анализируются результаты проведенного автором и его коллегами [Копп и др., 2002а] структурно-кинематического изучения трещинных мезоструктур.

10.1. НОВЕЙШИЙ МАКРОСТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК

Основные черты доновойшей предыстории развития. В течение большей части палеозоя и всего мезозоя район Общего Сырта находился на северном борту Прикаспийской синеклизы, где преобладали обстановки мелководного осадконакопления. Для всех интервалов времени с севера на юг прослеживается смена прибрежных и шельфовых (терригенных и карбонатных) фаций, которые на самом юге в трансгрессивные эпохи (поздний девон, поздний карбон–ранняя пермь) сменялись относительно глубоководными аргиллитами и битуминозными известняками [Макарова, 1996; Макарова и др., 1973; С.П. Макарова и др., 1996]. Накопившаяся с середины девона до раннего триаса мощная (до 4 км) осадочная призма сформировала Бузулукскую впадину, ограниченную с юга Соль-Илецким выступом фундамента. На севере впадины уже в среднем девоне (этап интенсивного регионального расчленения, вероятно, рифтогенной природы) обособился Мухано-Ероховский некомпенсированный прогиб, к концу карбона затянутый терригенными осадками. В позднем карбоне–ранней перми к востоку от Общего Сырта обозначился Предуральский краевой прогиб, где отлагались флишевые и глубоководные осадки; тогда же усилилось погружение Прикаспийской впадины.

В эпоху позднепермской нивелировки тектонического рельефа синеклизы (за счет соленакопления) основной склон бассейна находился несколько южнее Общего Сырта, и мощность кунгурских эвапоритов не превышает здесь нескольких сотен метров. В конце перми–раннем триасе регион испытал поднятие, сопровождавшееся накоплением континентальных моласс, сносившихся с Урала. Мезозойская трансгрессия, начавшаяся в бате–келловее, пришла с юга [Г.С. Кулева и др., 1983 г.] и захватила большую часть Общего Сырта, где в непосредственной близости от области сноса (Татарского свода), отлагались тонкие битуминозные сланцы верхней юры и пески нижнего мела. Общее для всей

Восточно-Европейской платформы расширение моря в сеноне выразилось в накоплении белого писчего мела и мергелей. Самые верхние доновейшие образования – фрагментарно сохранившиеся эоценовые кварцевые песчаники аллювиального генезиса, содержащие отпечатки стеблей наземных растений (“дырчатые песчаники”) и маркирующие начало общей регрессии.

Таким образом, новейший подъем Общего Сырта наложился на мощную осадочную призму, и в этом смысле рассматриваемый регион ничем не отличается от приуроченных к палеозойским авлакогенам других зон внутрилитных дислокаций, для которых можно рассматривать компрессионный механизм тектонической инверсии. Вместе с тем существенно меньшая мощность осадков по сравнению с осевой зоной Прикаспийской синеклизы и выклинивание амортизирующей прослойки в виде кунгурских эвапоритов позволяют предполагать, как и везде, активную роль фундамента в новейшем строении.

Общая характеристика новейшей фазы развития. В позднем эоцене–миоцене Общий Сырт, как и весь Поволжско-Прикаспийский регион, подвергался денудации. Поднятие было медленным, так как по его южной периферии отлагались тонкие песчано-глинистые породы майкопской серии. На рубеже миоцена и плиоцена расчленение рассматриваемого региона резко ускорилось, о чем свидетельствуют глубокие (150–300 м) врезы крупных рек в миоценовую поверхность выравнивания, выполненные плиоценовыми отложениями: континентальными (нижний плиоцен, кинельская свита) и морскими (верхний плиоцен, акчагыл). Эту эпоху деформаций, охватывающую аттическую и роданскую фазы Г. Штилле, следует соотносить уже только с южным источником напряжений, так как именно тогда была сформирована современная структура Кавказа и Копетдага и одновременно просела Южно-Каспийская впадина, служившая базисом эрозии для равнинных рек. К началу плиоцена, судя по присутствию осадков этого возраста во врезках долин, впервые проявился Волго-Уральский водораздел, давший начало своду Общего Сырта.

Во второй половине плиоцена тектонические деформации замедлились. Великая акчагыльская трансгрессия выработала вторую, особенно широко распространенную поверхность выравнивания, которая продолжала формироваться и в апшероне. В водораздельной части района она является денудационной, хотя кое-где на ее останцах встречаются россыпи хорошо окатанной морской гальки и обломки раковин моллюсков морского акчагыла. На погружениях же Общего Сырта поверхность зачехлена аккумулятивным плащом сыртовых глин лагунно-континентального генезиса, оставленных отступающим апшеронско-бакинским морем. Эти осадки вместе с перекрываемой ими денудационной поверхностью были деформированы уже в раннеплейстоценовую (валахскую) фазу, которая также проявилась в соседней части Альпийского пояса. По оценкам разных исследователей [Аристархова, 1973; Худяков, 1960; Коноваленко и др., 1975; Востряков, 1965; В.Н. Зайонц, Т.Я. Юнанидзе, 1969 г.], послеапшеронские движения существенно уступают преакчагыльским и выразились лишь в некоторой достройке и усложнении уже существовавшего структурного плана. Суммарная же амплитуда воздымания свода Общего Сырта за весь неотектонический этап достигает 400 м [Аристархова, 1973; Худяков, 1960; В.Н. Зайонц, Т.Я. Юнанидзе, 1969 г.].

Новейший структурный рисунок региона здесь рассматривается по следующим основным линиям: 1) деформации мезозойских отложений, 2) деформации плиоценовых отложений и коррелятивной им поверхности выравнивания, 3) морфоструктурные особенности эрозионного рельефа и 4) проблема глубинной новейшей структуры.

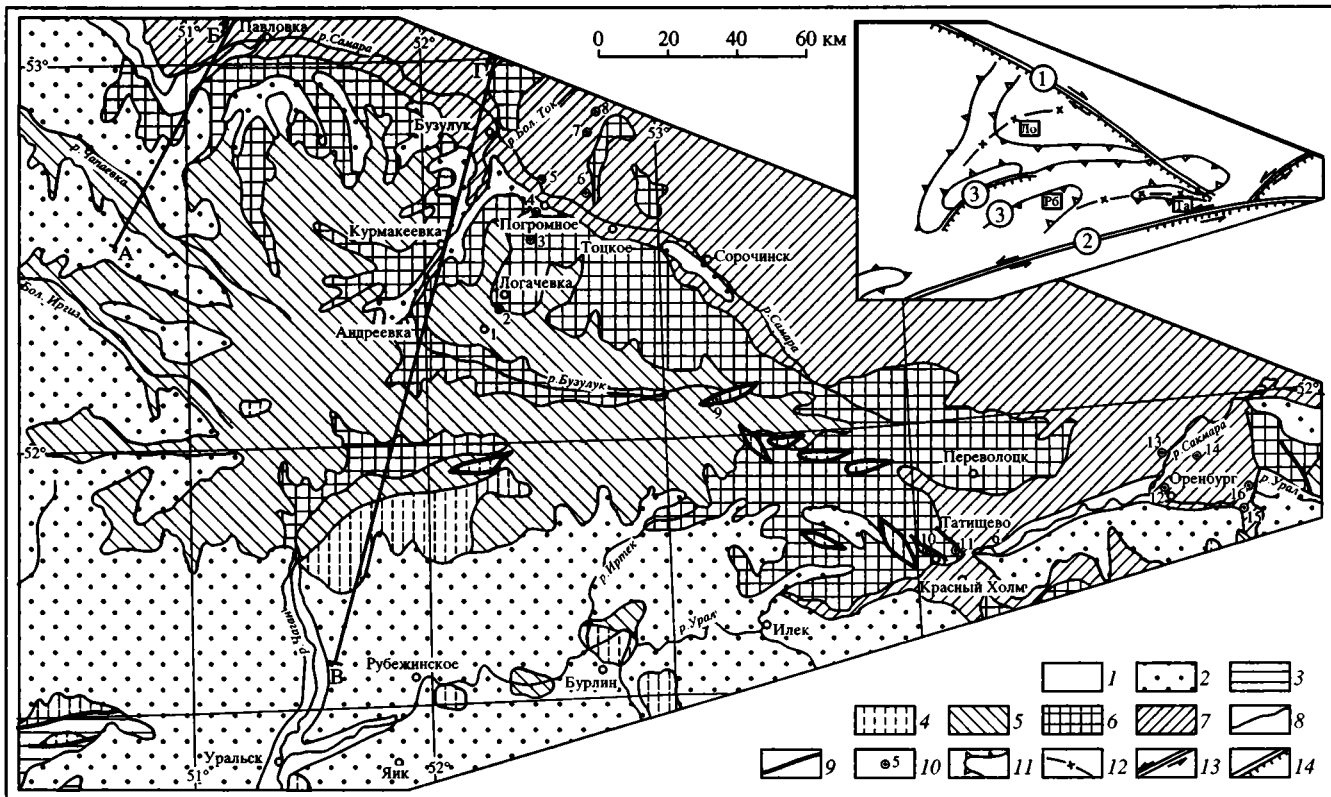


Рис. 95. Геологическая карта Общего Сырта со станциями наблюдения трещиноватости (геологическая основа взята с Геологической карты СССР, масштаб 1: 1 000 000, листы N-39, M-39, M-40; 1941, 1946, 1984 гг.)

1–7 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – плиоценовые, 3 – палеогеновые, 4 – меловые, 5 – юрские, 6 – триасовые, 7 – пермские; 8 – геологические границы; 9 – разрывы; 10 – станции наблюдения трещиноватости. На врезке: 11 – контуры крупных мегантиклиналей, сложенных пермскими и мезозойскими породами; 12 – оси мегантиклиналей; 13 – флексуры со сдвиговой компонентой смещения; 14 – то же, со сбросовой компонентой смещения. *Мегаструктуры*: Ло – Логачевская антиклиналь, Р6 – Рубежинская синклиналь, Та – Татищевская антиклиналь; *флексуры* (цифры в кружках): 1 – Бузулукская, 2 – Яйцко-Оренбургская, 3 – Камеликско-Чаганская

Fig. 95. Schematic geological map of Obschiy Syrt. Inset map shows major structures of Mesozoic – Paleogene part of the platform cover

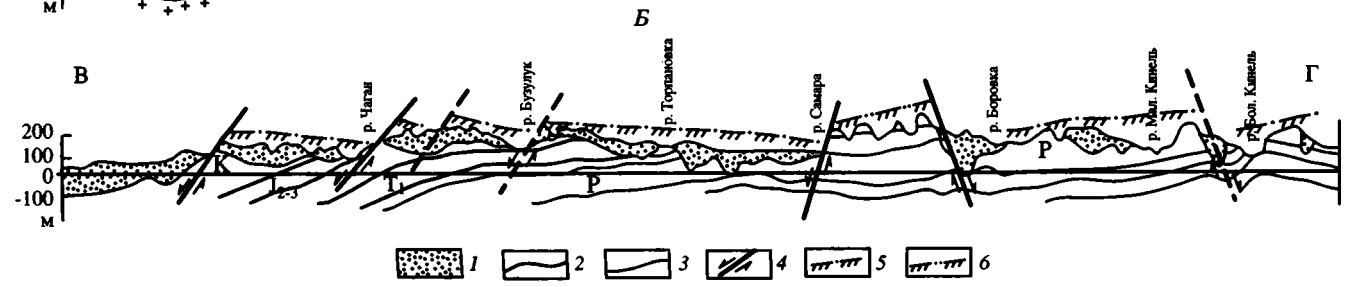
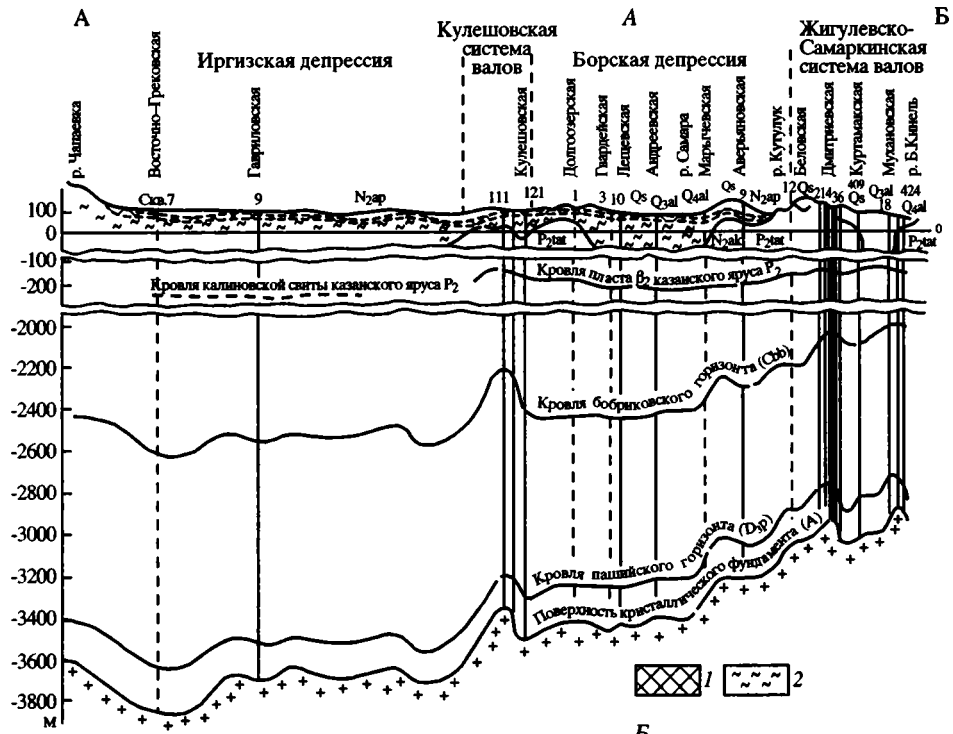
1 – Quaternary; 2 – Pliocene; 3 – Paleogene; 4 – Cretaceous; 5 – Jurassic; 6 – Triassic; 7 – Permian; 8 – stratigraphic boundaries; 9 – faults; 10 – sites of mesotectonic observations; 11 – contours of megaanticlines composed of Permian-Mesozoic beds; 12 – axes of megaanticlines; 13 – flexures with a shear component of displacement; 14 – the same, with a normal component of displacement. *Megastructures (rectangles)*: Ло – Logachyovo anticline; Р6 – Rubezhinskaya syncline; Та – Tatischevo anticline; *flexures (circles)*: 1 – Buzuluk, 2 – Yaitsk-Orenburg, 3 – Kamelik-Chagan



Деформации мезозойских отложений. Пермско-верхнемеловые осадочные породы дислоцированы в целом совместно (пологое географическое несогласие в подошве юры незначительно), что указывает на послесенонский возраст основной деформации. Учитывая, что кое-где присутствуют выходы среднеэоценовых “дырчатых” песчаников казацкой свиты, а также тот факт, что палеоцен–эоцен для Урала, Южного Прикаспия и Северного Кавказа – относительно спокойная эпоха, можно эту деформацию уверенно считать постсреднеэоценовой, т.е. новейшей.

Пермско-мезозойские слои залегают с незначительным наклоном к юго-западу, в зоне границы перми и триаса (вдоль р. Самары), нарушаемым резкой флексурой северо-западного простирания, дальше именуемой нами Бузулукской, где угол падения слоев достигает 10–20° (рис. 95, врезка). Она, как будет показано, играет заметную роль в региональном структурном рисунке и определяет морфологию и взаимное расположение частных тектонических элементов. К юго-западу от флексуры слои мезозоя несколько выполаживаются, однако здесь они смяты в пологие мегантиклинали с пермско-триасовыми отложениями в ядрах, разделенные полосами выхода меловых пород. Наиболее высока здесь сложенная пермью линейная Татищевская²⁰ антиклиналь (самая южная), частично совпадающая с северной частью погребенного Оренбургского вала. Ось складки образует правостороннюю сигмоиду, будучи ориентирована широтно на юге, затем резко изгибается к северо-западу (параллельно Бузулукской флексуре) и на самом западе вновь принимает широтное – восток-северо-восточное простирание. Следующая к северо-западу Логачевская антиклиналь более изометрична и имеет в плане форму треугольника, расширяющегося к северо-востоку, в сторону Бузулукской флексуры. Северного погружения складка не имеет и, таким образом, представляет собой гемиантиклиналь (структурный нос), погружающуюся к юго-западу. Обе антиклинали имеют пологие северные и северо-западные крылья и более крутые, осложненные флексурами южные. Логачевская антиклиналь на юге сопровождается известными Камеликско-Чаганской флексурой и Токаревским сбросом, ограничивающими с юга зоны выхода

²⁰ Применяемые здесь наименования крупных пологих мегаскладок пермско-мезозойской части чехла (Татищевская, Логачевская антиклинали), выраженных на геологических картах, предложены автором.



триасово-юрских и меловых отложений соответственно, а Татищевская антиклиналь осложнена Илекской флексурой около границы триаса-юры.

Некоторые особенности структурного рисунка мегаскладок – их кулидность, погружение и сужение по мере удаления от Бузулукской флексуры, вышеупомянутый коленообразный излом Татищевского поднятия – свидетельствуют об их происхождении в обстановке правого сдвига вдоль последней. При этом развернутая поперек Бузулукской флексуры ориентировка Логачевской антиклинали увязывается со сжатием во фронтальной части блока, сдвинутого к северо-западу, а продольная (широтного – северо-западного простирания) Татищевской – с растяжением в тылу последнего.

Эти структуры 1-го порядка осложнены многочисленными мелкими (несколько километров) куполовидными складками, которые лучше всего выражены на структурных картах кровли кунгурских эвапоритов и, скорее всего, имеют криптодиapiroвый генезис. Другая весьма характерная форма локальных структур – небольшие (длина до 10–20 км) и неглубокие (до 200 м) грабены, обычно сложенные меловыми породами. Они имеют субширотное – запад-северо-западное простирание, что свидетельствует о проявлении субмеридионального новейшего растяжения. В этом плане интересна их приуроченность исключительно к Татищевской антиклинали, где такое растяжение могло быть вызвано, во-первых, воздыманием ее свода (который поднят больше, чем таковой Логачевской), а во-вторых, ее нахождением в тылу блока, сдвинутого к северо-западу по Бузулукской флексуре. Грабены расположены эшелонированно, в двух линейных зонах: вдоль Бузулукской (на ее юге) и Илекской флексур. При этом интересно, что знак сдвига, определяемый по кулистости грабенов, оказывается противоположным таковому, установленному по мегаструктурному рисунку: Бузулукская флексура выглядит как левый сдвиг, а Илекская – как правый.

Деформации новейших отложений и коррелятных им поверхностей выравнивания. Присутствие выдержанного горизонта коры выветривания внутри плохо расслоенных континентальных глин апшерона позволяет выяснить морфологию западного погружения свода Общего Сырта [Коноваленко и др., 1975]. Его северное крыло предстает здесь в виде слабо (1,5 м на 1 км) наклоненной к северу моноклинали, которая, однако, осложнена антитетическими флексуорообразными перегибами (рис. 96, А). В совокупности это напоминает

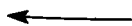


Рис. 96. Геологические разрезы через Общий Сырт, иллюстрирующие деформации верхнеплиоцен-зоплейстоценовых отложений и коррелятных им поверхностей выравнивания. Приблизительное расположение разрезов см. на рис. 95 и 97, В

А – разрез по линии А–Б [Коноваленко и др., 1975]: 1 – маркирующий горизонт коры выветривания внутри апшерона; 2 – акчагыльские отложения; Б – разрез по линии В–Г (Тепловка – Курманаевка – Елатомка (Н.И. Белолоиков, 1962 г.; неотектоническая интерпретация сделана автором): 1 – верхний плиоцен и эоплейстоцен нерасчлененные; 2 – геологические границы систем внутри палеозойско-юрских отложений; 3 – границы некоторых пачек внутри палеозойско-юрских отложений; 4 – неотектонические разрывы, предполагаемые по смещению подошвы плиоценовых отложений и поверхностей выравнивания; 5–6 – поверхности выравнивания: 5 – предпозднеплиоценовая абразионная (подошва морского акчагыля), 6 – предпозднеплиоценовая денудационная

Fig. 96. Geological sections across Obschiy Syrt illustrating deformations of Pliocene-Quaternary beds and of planed surfaces correlated with them. See Fig. 95 and 97, B for location

A – The A–B – line cross section (modified after [Коноваленко и др., 1., 1975]): 1 – crust of weathering horizon within Apsheronian (Lower Pleistocene); 2 – Akchaglyian (Upper Pliocene); Б – The B–Г line cross section (modified after N.I. Belolikov, 1962; deformation of levelled surfaces is interpreted by M.L. Kopp); 1 – Upper Pliocene and Eopleistocene unsubdivided; 2 – stratigraphic boundaries within Paleozoic-Jurassic sequence; 3 – boundaries of some members within Paleozoic-Jurassic sequence; 4 – recent faults inferred from offset of levelled surfaces as well as Pliocene strata; 5–6 – Pre-Late Pliocene levelled surfaces, of genesis: 5 – abrasional, i.e. Lower Akchaglyian, 6 – denudational

ансамбль разделенных литрическими сбросами наклонных блоков, образовавшихся при горизонтальном растяжении (в данном случае – субмеридиональном). Особенно резкие флексуры такого рода появляются (с некоторым смещением к северу) над северовергентными антиклиналями Жигулевской зоны дислокаций (Кулешовский, Дмитриевский и Мухано-Ероховский валы).

Принципиально сходный тип строения свода отмечается и в более восточном его пересечении, приуроченном к сводовой части Логачевской мегантиклинали (рис. 96, Б). На самом юге, рядом с долиной р. Урал, подошва плиоцена быстро воздымается к северу, маркируя Яицко-Оренбургскую и Камеликско-Чаганскую флексуры, после чего в сводовой части Общего Сырта перегибается и начинает полого, с двумя небольшими изломами около долин рр. Бузулук и Торпановка, спускаться вплоть до долины р. Самары. Однако к северу от этой реки плиоценовые отложения резко выклиниваются, и следующий к северу водораздел срезан уже доакчагыльской (миоценовой?) поверхностью выравнивания. Здесь, таким образом, вероятно наличие еще одного обращенного к югу новейшего разлома, совпадающего уже с Бузулукской флексурой по слоям мезозоя. Дальше к северу намечается еще несколько небольших перегибов подошвы плиоцена, тем не менее в целом она субгоризонтальна и даже слегка поднимается к северу, в сторону Бугульминско-Белебеевского свода. В том же направлении наклонены доакчагыльские эрозионные площадки, и о соседстве Общего Сырта здесь напоминает только систематическое смещение во времени всех послееакчагыльских русел к северу [Н.И. Белоликов, 1962 г.]. Подобные соотношения указывают на большую древность Бугульминско-Белебеевского свода по сравнению с Общесыртовским и на агрессию последнего к северу в течение квартера. Различия в возрасте можно понять, если учесть структурную позицию обоих сводов: Бугульминско-Белебеевский наследует древний Волго-Уральский свод и, кроме того, находится в зоне динамического влияния новейшего Урала, который начал воздыматься в олигоцене, а Общесыртовский, как мы попытаемся показать ниже, формировался в связи с коллизией на Большом Кавказе, произошедшей на рубеже миоцена и плиоцена.

Морфоструктурные особенности эрозионного рельефа. В рельефе региона можно увидеть отражение ряда крупных черт структуры кровли мезозоя. Например, Бузулукская флексура выражена в виде резкого геоморфологического уступа той же (южной) экспозиции, а своды развитых к югу от нее Татищевской и Логачевской мегантиклиналей четко проецируются на главные поперечные водоразделы рек в этой части Общего Сырта; синклиналь же между ними выражена седловиной главного водораздела и хорошо развитой поперечной долиной р. Чаган. Вместе с тем общее погружение обеих мегаскладок к югу никак не выражено в рельефе, и, напротив, поперечные водоразделы задираются к югу, в сторону Яицко-Оренбургского линеамента. Как уже говорилось, подобный перекося фиксируется и по наклону подошвы акчагыла. Можно, таким образом, предположить, что более ранний (предакчагыльский) режим субмеридионального сжатия и правого сдвига вдоль Бузулукской флексуры сменился в квартере воздыманием свода и, возможно, его растяжением.

Многие авторы, используя различные геоморфологические индикаторы, пытались строить детальные карты новейшей тектоники, где показано много локальных структур и разрывов [Аристархова, 1973; Горелов, 1963; Горелов, Клубов, 1963; Наумов, Зайонц, 1972; Рождественский, Журенко, 1962; Романов, Зайонц, 1976; Худяков, 1960; В.Н. Зайонц, Т.Я. Юнанидзе, 1969 г.; Т.Я. Юнанидзе и др., 1972 г., и др.]. Материалы такого рода настолько противоречивы, что использовать их трудно. Тем не менее почти все исследователи отмечали в равной

степени одну чрезвычайно важную черту, хотя и объясняли ее по-разному. Речь идет о поперечной асимметрии эрозионных долин, особенно субширотных. Почти все они (за небольшим исключением) имеют пологие и широкие южные склоны и узкие, местами обрывистые северные. Строение долин и их аллювиального заполнения указывает на их последовательное оттеснение к северу [Н.И. Белоликов, 1962 г.]. Соответственно резко асимметричны и водоразделы, напоминающие в данном отношении квесты (особенно хорошо это видно на синтезированных с помощью компьютера цифровых картах рельефа, рис. 97, А, Б). Однако на самом деле связать асимметрию склонов с селективной эрозией наклонных слоев нельзя, учитывая обратное (южное) падение горизонтов перми-мезозоя и однообразный, без заметных бронирующих пачек, состав разреза.

Некоторые исследователи объясняют асимметрию склонов неодинаковой солнечной инсоляцией [Худяков, 1960]: в аридных районах сухие южные склоны, особенно подверженные выветриванию, всегда круче, чем более увлажненные северные, где развиваются растительность и плоскостной смыв. Однако, по нашим наблюдениям в районах Копетдага и Сирии (хотя они находятся в еще более аридных условиях, чем Общий Сырт), асимметрия такого рода редко превышает 30–40%, тогда как в рассматриваемом районе крутые склоны короче пологих в 3–4, а то и в 5–6 раз. Кроме того, данной причиной нельзя объяснить крутизну некоторых субмеридиональных склонов (западные берега рр. Ток, Бол. и Мал. Уран около впадения в Самару), симметричное строение некоторых широтных водоразделов и, тем более, обратную асимметрию рельефа к северу от р. Самары в бассейне р. Бол. Кинель.

Другие авторы полагают, что крутые склоны связаны с тектоническими нарушениями [В.Н. Зайонц, Т.Я. Юнанидзе, 1969 г.; Т.Я. Юнанидзе и др., 1972 г.]. Выше уже приводились примеры резких перегибов подошвы плиоценовых отложений около некоторых продольных рек, однако, во-первых, они приурочены далеко не ко всем из последних, а во-вторых, асимметрия склонов характерна не только для прямолинейных или плавно изогнутых в плане долин, но и для участков с дендритовым рисунком гидросети, не зависящих от тектонических нарушений.

По нашему мнению, единственный механизм, полностью способный объяснить рассматриваемый феномен, – это неотектонический наклон, способствующий скатыванию воды к тому берегу реки, который обращен в сторону погружения свода. Данный фактор был обстоятельно рассмотрен Е.Г. Качугиным [1950] для многих долин европейской части быв. СССР (рр. Волга, Сура, Днепр, Кубань, Салгир и др.), и нет никаких причин, не позволяющих распространить его и на район Общего Сырта. В данном смысле обращает на себя внимание плавный изгиб многих долин в плане, линии которых можно рассматривать в качестве своеобразных изобаз, оконтуривающих новейшее поднятие (см. рис. 97, В, Г). Тогда становятся понятными те исключения из правила, о которых говорилось выше: асимметрия субмеридиональных склонов и отсутствие таковой для некоторых субширотных долин. Все они могли быть вызваны локальными изменениями неотектонического наклона.

В связи с этим весьма интересен плановый рисунок гидросети, позволяющий выявить тектонические нарушения. Рассмотрим его несколько подробнее.

Основной сток рек в районе Общего Сырта направлен к западу и юго-западу, в сторону Иргизского (Вольского) плиоцен-четвертичного прогиба. При этом почти все широтные долины на меридиане Общего Сырта в среднем течении отклоняются к северу в виде плавных дуг, обрисовывающих погружающийся к северу куполовидный полусвод. На западе это реки бассейна Бол. Иргиза

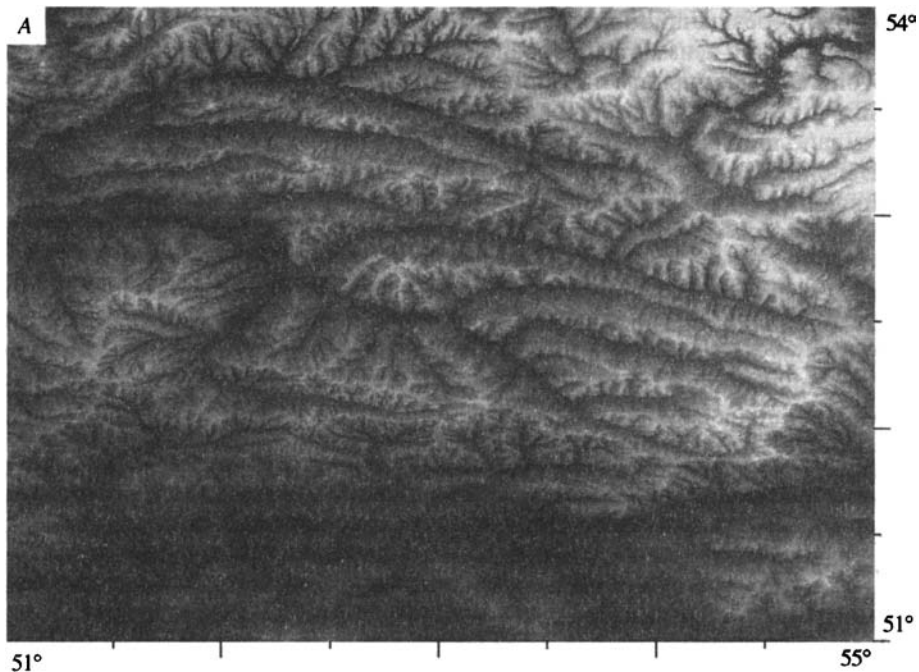


Рис. 97. Неотектоническая интерпретация рисунка эрозионной сети Общего Сырта

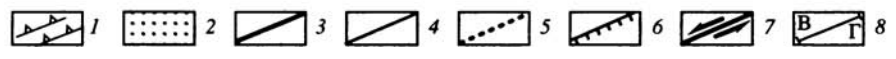
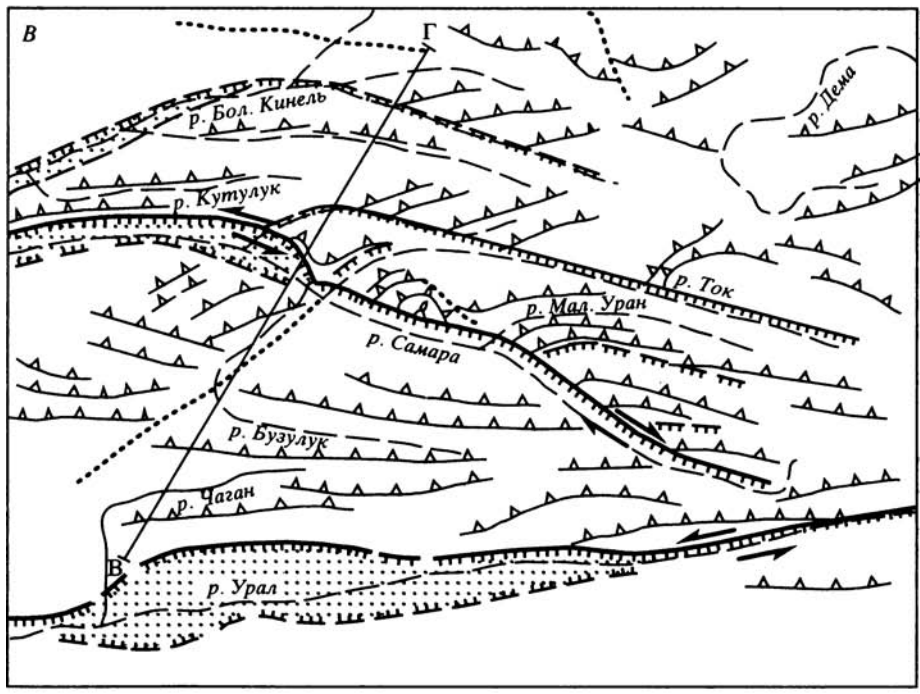
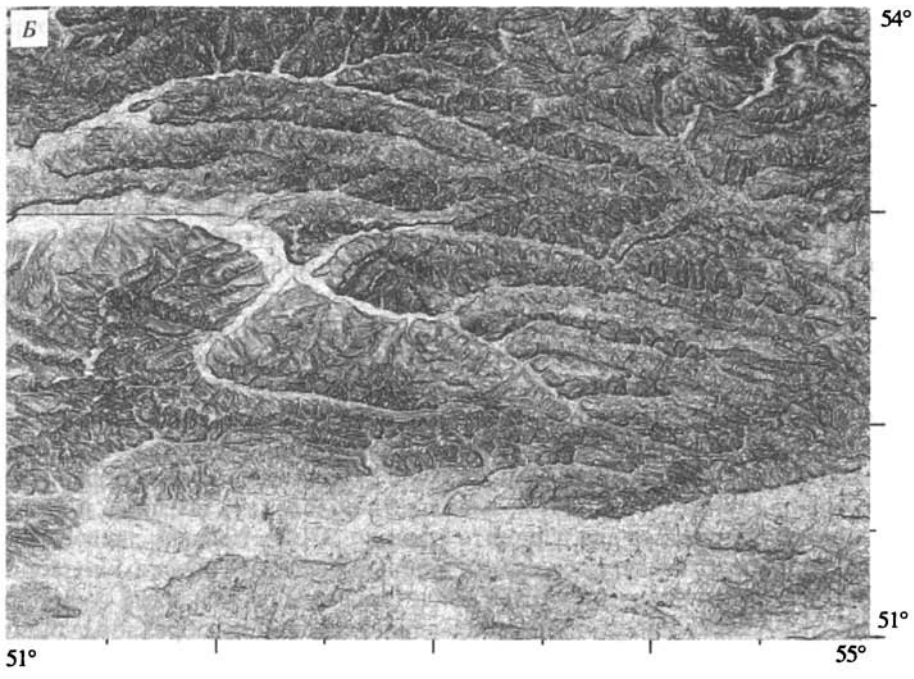
А, Б – цифровые карты рельефа, синтезированные А.И. Иоффе (*А* – гипсометрическая, *Б* – карта градиентов рельефа); *В* – схема дешифрирования; 1 – выраженные в асимметрии склонов условные изобазы, показывающие направление неотектонического уклона поверхности; 2 – плиоцен-четвертичные впадины вероятного приразломного происхождения (пулл-апараты?); 3–4 – линейменты, искажающие рисунок гидросети: 3 – 1-го порядка, 4 – 2-го порядка; 5 – прочие линейменты; 6–7 – предполагаемая кинематика линейментов: 6 – сброс или взброс (штрихи – в сторону опущенного крыла), 7 – сдвиг; 8 – направление разреза В–Г на рис. 96, Б

Fig. 97. Neotectonic interpretation of a drainage pattern of Obschiy Syrt

А – 30'' digital elevation model of Obschiy Syrt (synthesized by A.I. Ioffe with computer based on USGS EROS Data Center" – <http://cdcwww.cr.usgs.gov/landdac/gtopo30/gtopo30.html>); *Б* – The same, for a relief gradient; *В* – Interpretation map; 1 – conventional isobases of relief expressed in asymmetry of slopes and showing a neotectonic dip of the Earth surface; 2 – strike-slip-related depressions and local broadening of valleys (probable pull-apart basins); 3–4 – lineaments distorting usual drainage pattern (3 – of the 1st order, 4 – of the 2nd order); 5 – other lineaments; 6–7 – supposed kinematics of lineaments: 6 – normal or reverse fault (hachures are directed towards downthrown wall), 7 – strike-slip fault; 8 – line of the В–Г cross section (see Fig. 96, Б)

(за пределами рис. 97), а на востоке – Самара, Бол. Кинель, Уран и др. Хорошо развитые широкие долины этих рек, дополнительно расширяющиеся напротив выпуклости свода, свидетельствуют о наличии неких сил, которые отклоняли их к северу. Весьма вероятно, что продольные долины закладывались по концентрическим трещинам растяжения на своде.

Рисунок гидросети существенно меняется на юге, в районе особенно высоко поднятого Мелового Сырта, где дуги исчезают, короткие продольные долины становятся прямолинейными, и их поперечная асимметрия указывает на наличие узкой, прямой и, возможно, более крутой (чем на севере) моноклинали. Последняя ориентирована в широтном – запад-северо-западном направлении, косо притыкаясь к Яицко-Оренбургскому новейшему разлому, проходящему вдоль р. Урал. Эрозия здесь развивается в обстановке заметного подъема, долины узкие, со слабо развитым аллювием, и все это в совокупности может указы-



вать на то, что северный наклон крыла Общесыртовского свода здесь образовался благодаря некоторому меридиональному сжатию, а не растяжению, как в бассейне р. Самары. Яицко-Оренбургский разлом в таком случае должен иметь левосдвиговую компоненту.

Две охарактеризованные выше области с разным стилем новейшей тектоники сочленяются приблизительно по Бузулукской флекуре, вдоль которой проходит долина р. Самары; при этом около нее наблюдается характерный рисунок морфоструктурных линий, свидетельствующий о гофрировке земной поверхности в связи с горизонтальным сдвигом вдоль флексуры. В южном крыле предполагаемого сдвига к нему косо подходят субширотно ориентированные прямолинейные гряды, и если считать, что новейшая структура в данном блоке возникла при субмеридиональном сжатии, то тогда сдвиг вдоль р. Самары окажется правым. В северном же крыле эти гряды по мере приближения к сдвигу разворачиваются к югу, резко утыкаясь в морфоструктуры южного крыла. Помимо этой поперечной флексуры, от зоны разлома отходят фестончатые складки-ножны, погружающиеся к северу-востоку. Такая складчатая переработка северного крыла сдвига затрудняет возможность определить его знак, и в данном случае могут обсуждаться два варианта (см. рис. 97, В): правый сдвиг с антитектическим подворотом северного крыла и левый – с синтетическим подворотом последнего. В пользу первого может свидетельствовать усиление гофрировки напротив того участка предполагаемого сдвига, где он приобретает субширотное простирание, а в пользу второго – резкое расширение долины р. Самары около г. Бузулука (пулл-апартовое раскрытие при смещении северного крыла разлома к северо-западу?).

Проблема глубинной новейшей структуры. Как показывает анализ многочисленных структурных карт, составленных разными исследователями [А.Ф. Гриновецкий и др., 1993 г.; Г.В. Леонов и др., 1995 г.; Ю.В. Новицкий и др., 1978 г.; Г.В. Фомина и др., 1984 г.; А.Г. Черепанов и др., 1994 г., и мн. др.], структура платформенного чехла усложняется вниз по разрезу. Вместо двух крупных изометрических поднятий, выраженных на поверхности в мезозойских отложениях, на глубине присутствуют 7–8 субширотнох антиклиналей приблизительно равной высоты (300–500 м), расположенных через равные промежутки – около 50–70 км (рис. 98). Некоторые особенности складок: линейная конфигурация, одинаковая скошенность к северу²¹, наличие крутых флексур и разрывов на северных крыльях – уже могут быть признаком того, что они образовались при субмеридиональном сжатии и некотором надвигании к северу. Особенно важна северная экспозиция крутых крыльев антиклиналей: они обращены навстречу региональному уклону (т.е. от Прикаспийской синеклизы) и, таким образом, их нельзя идентифицировать с попутными ее погружению сбросами. Наконец, точно такую же морфологию имеют и расположенные непосредственно к северу линейные виргации Жигулевского мегавала, который ассоциирует с надежно установленным новейшим надвигом. Глубинные поднятия на территории Общего Сырта составляют вместе с последними единую зону эшелонированного внутреннего строения, указывающую на правый сдвиг вдоль Бузулукской флексуры.

В пределах Бобровско-Покровского выступа фундамента правосдвиговая деформация сказалась в образовании крутой северо-западной периклинали и S-образной сигмоиды (см. рис. 98, врезка), возникшей из-за затаскивания к

²¹ Исключение составляют самые западные структуры – Бобровская и Камеликско-Чанганская – с крутыми южными крыльями.

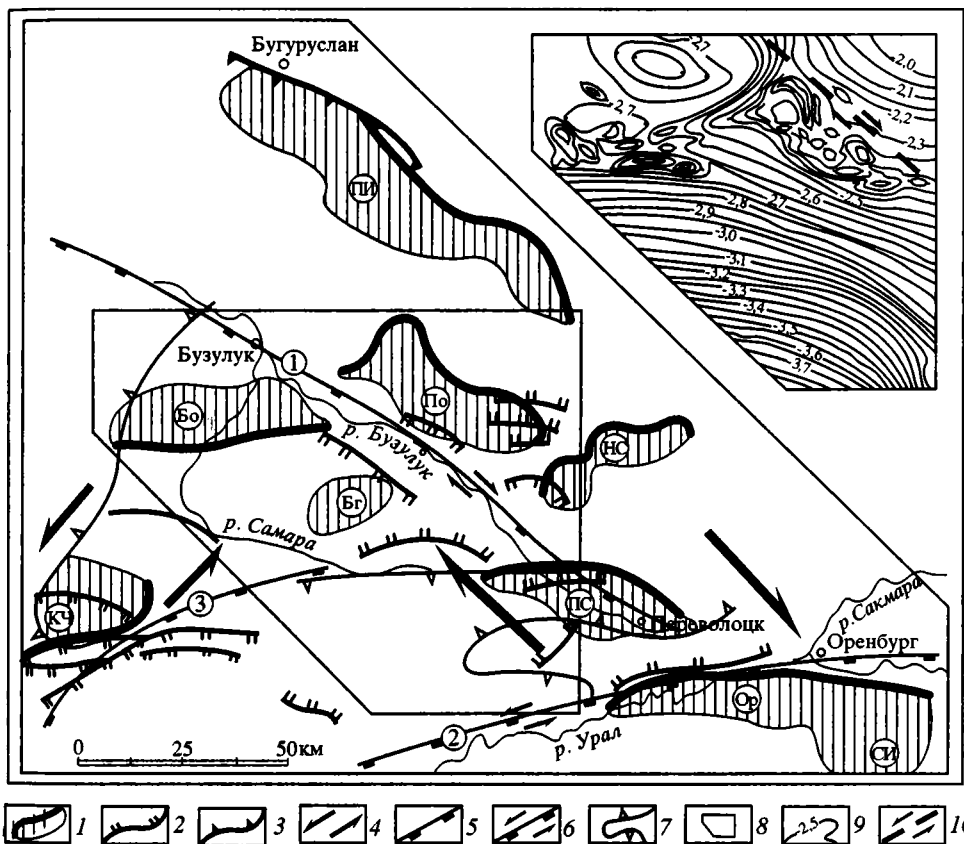


Рис. 98. Новейшая структура фундамента и нижних горизонтов платформенного чехла. На врезке – связанная с правым сдвигом S-образная сигмоида, искривляющая Бобровско-Покровский выступ фундамента

1-3 – элементы структуры фундамента и нижних горизонтов чехла: 1 – выступы фундамента, по [В.Г. Волжанин и др., 1996 г.; Ю.В. Новицкий и др., 1978 г.]; утолщенная линия – крутое крыло выступа; 2 – разрывы в девонских отложениях, установленные по данным сейсморазведки (штрихи – в сторону опущенного крыла), по [А.Г. Черепанов и др., 1994 г.]; 3 – восточная ветвь Жигулевского надвига; 4 – сдвиги фундамента, предполагаемые по особенностям структурного рисунка; 5-7 – элементы структуры пермско-мезозойских отложений (для сопоставления): 5 – флексуры (штрихи – в сторону опущенного крыла), 6 – то же, со сдвигом, 7 – контуры крупных поднятий по кровле перми; 8 – местоположение врезки. На врезке: 9 – стратоизогипсы по кровле турнейского яруса нижнего карбона, по [Ю.В. Новицкий и др., 1978 г.]; 10 – предполагаемый глубокий сдвиг. *Поднятия фундамента и нижних горизонтов чехла:* Бг – Богдановка, Бо – Бобровское, КЧ – Камеликско-Чаганское, НС – Новосергиевское, Ор – Оренбургское, ПИ – Пылюгинско-Ивановское (Кырюшкинская “грядка”), По – Покровское, ПС – Переволоцко-Сыртовское, СИ – Соль-Илецкое

Fig. 98. Probable recent (?) structure of basement and the lowest horizons of the platform cover. Inset map illustrates dextral strike-slip-related S-shaped sygmoid distorting Bobrovsko-Pokrovsky rise of basement

1-3 – elements of structure of basement and the lowest horizons of platform cover: 1 – rises of basement (after V.G. Volzhanin et al., 1996 and Yu.V. Novitsky et al., 1978), thickened lines symbolize a steeper limbs of rises; 2 – faults displacing the Devonian strata, based on seismic survey data (hachures are directed towards downthrown wall, after A.G. Cherepanov et al., 1994); 3 – eastern branch of Zhiguli fault; 4 – wrenches in basement inferred from structural pattern; 5-7 – elements of structure of the Permian-Mesozoic strata, shown for comparison: 5 – flexures (hachures are directed towards downthrown wall), 6 – the same, with a wrench component of displacement, 7 – contours of major rises expressed in uplifting of a top of Permian; 8 – location of inset map; 9 – structure contour lines on the uppermost Tournaisian (after Yu.V. Novitsky et al., 1978); 10 – supposed deep-seated strike-slip faults. *Rises of basement and the lowest horizons of platform cover:* Бг – Bogdanovka, Бо – Bobrovka, КЧ – Kamelik-Chagan, НС – Novosergievka, Ор – Orenburg, ПИ – Pilyugino-Ivanovka, По – Pokrovka, ПС – Perevolotsko-Syrtovscoe, СИ – Sol'-Iletsk

северу восточной части складки. Структурный рисунок такого рода весьма характерен для зон сдвиговых деформаций [Копп, 1972, 1997]. На западе Общего Сырта поднятия фундамента группируются в эшелонированный ряд северо-восточного простираения (левый сдвиг?) вдоль Камелик-Чаганской флексуры. Таким образом, зоны концентрации глубинных складок находятся под двумя мегантиклиналями кровли мезозоя – Татищевской и Логачевской, а в синклинали между последними они отсутствуют. Ориентировка зон сдвига указывает на обстановку субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Все это является признаком того, что разноэтажные структуры района могут составлять единый структурный ансамбль, образовавшийся в новейшее время в результате действия горизонтальных напряжений.

Предположение о том, что крутые крылья глубинных антиклиналей сопровождаются взбросами или даже надвигами, появилось уже давно [Камалетдинов и др., 1979; Лобов, Кавеев, 1975] и, хотя прямых данных бурения на этот счет до сих пор нет, многие авторы продолжают к данной точке зрения относиться скептически [Коноваленко, 1999, и др.], она приобретает все большее число сторонников, основывающихся на результатах интерпретации материалов сейсморазведки [Макаров и др., 1985; Светлакова, 1993; Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Яхимович, 1996] (рис. 99). По данным [Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990; Яхимович, 1996], в районе наиболее хорошо изученного Оренбургского вала (к нему приурочено известное месторождение газа) основной срыв осуществлялся по границе фундамента и сильнодислоцированных пород ордовика, залегающих в ядре вала, причем в сторону северного крыла последнего надвиг выкручивается и переходит во взброс; следующая поверхность срыва приурочена к подошве кунгурских солей. По мнению [А.Г. Татаринов и др., 1975 г.], сильно дисгармоничная структура последних (в пределах всей рассматриваемой части Северного Прикаспия и юга Предуральяского прогиба) не могла возникнуть без латерального перетока в региональном поле горизонтального сжатия.

Если присоединиться к точке зрения о надвиговой или во всяком случае компрессионной природе глубинных поднятий (складки продольного изгиба), а она, учитывая соображения, приведенные нами выше, представляется весьма перспективной, сразу же возникают вопросы: когда это сжатие происходило и захватывало ли оно новейший этап? Заметим, что в некоторых работах по глубинной структурной геологии рассматриваемого региона приводятся достаточно убедительные аргументы в пользу длительного конседиментационного надвигания в течение всего палеозоя [Макаров и др., 1985; Яхимович, 1996], тогда как другие авторы доказывают, напротив, послепермский или даже альпийский возраст главных смещений [Шарьяжно-надвиговая тектоника..., Кановалов, Кайдалов, 1979].

Можно добавить следующие аргументы в пользу молодого (новейшего?) формирования надвигов, а не длительного палеозойского.

Во-первых, наиболее приподнятый в современной структуре Оренбургский вал по данным фациального анализа в течение всего палеозоя и особенно среднего–позднего девона (время формирования самых заметных стратиграфических перерывов [Коноваленко, 1999; Макарова и др., 1973; Макарова, Яхимович, 1996]) находился в наиболее глубокой части моря [Коноваленко, 1999; Макарова, 1996; Яхимович, 1996; И.А. Денцкевич и др., 1997 г.; С.П. Макарова и др., 1996], в так называемом Рубежинском прогибе, где отлагались бассейновые осадки типа сланцеватых аргиллитов и битуминозных мергелей в доманиковой фации. Следовательно, наблюдаемое там утонение всех горизонтов естественно связать с условиями некомпенсированного прогибания, а протяженные

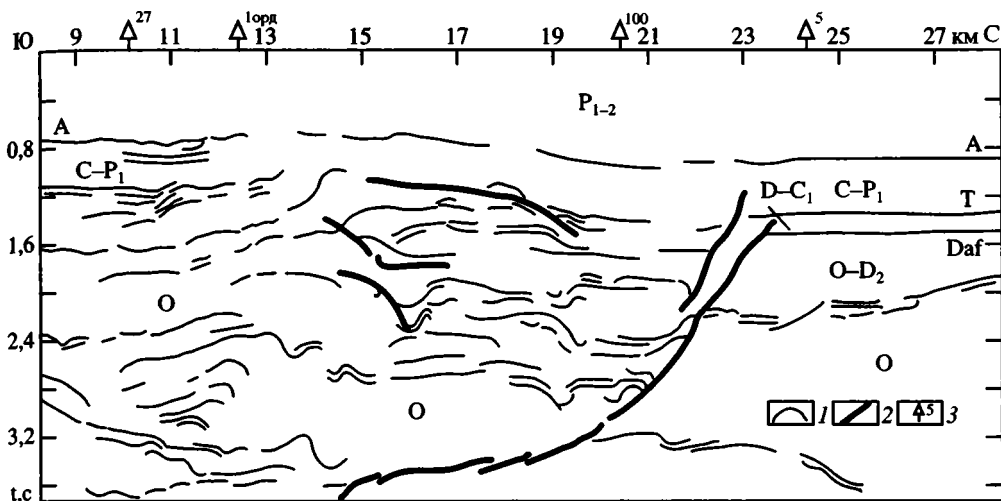


Рис. 99. Сейсмический разрез через Оренбургский вал, иллюстрирующий надвиг вдоль его северного крыла ([Яхимович, 1996], со ссылкой на З.В. Зенкину, 1992 г.)

1 – отражающие горизонты по кровле: А – артинского яруса перми, Т – турнейского яруса карбона, Daf – афонинского горизонта девона, О – ордовика; 2 – взбросы, переходящие в пологие надвижки; 3 – скважины глубокого бурения

Fig. 99. Seismic profile across Orenburg swell illustrating thrust complicating its northern limb (Яхимович, 1996; with reference to after Z.V. Zenkina, 1992)

1 – seismic reflectors of: A – Upper Artinskian, T – Upper Tournaisian, Daf – Afoninsky horizon of Devonian, O – Ordovician; 2 – reverse faults passing into gentle thrusts; 3 – deep drilling boreholes

зоны отсутствия седиментации и связанного с ним прислонения слоев – не с поздневторичными размывами на сводах растущих складок, а с пассивной нивелировкой того тектонического рельефа, который был создан еще при первоначальном расчленении ложа бассейна в результате его проседания или растяжения, но уж никак не сжатия. После того как к концу девона–началу карбона локальные неровности рельефа сгладились и началось общее проседание Прикаспийской синеклизы (и Бузулукской впадины), исчезли и перерывы. Правда, данное утверждение может быть отнесено только к девонскому этапу, не исключено, что слои ордовика в ядре Оренбургского вала, отделенные резким несогласием и длительным перерывом от девонских (выпадает весь силур–нижний девон) и при этом особенно сильно смятые (см. рис. 99), действительно были деформированы в результате раннекаледонского сжатия небольшого авлакогена; однако это предположение трудно проверить из-за недостаточной изученности структуры и истории развития ордовика.

Во-вторых, на крыльях вала согласно наклонены все горизонты палеозоя (включая пермские подсолевые и даже надсолевые, хотя последние смяты заметно дисгармонично), что указывает на явно постгерцинский возраст главной деформации, коим может быть только раннекиммерийский или позднеальпийский – если исходить из времени проявления главных тектонических фаз в обрамлении Общего Сырта.

Наконец, в-третьих, как уже говорилось выше, позднеальпийским является возникший при несомненном горизонтальном сжатии Жигулевский вал, ветви которого составляют единый складчатый пакет с глубинными поднятиями на территории рассматриваемого региона.

Все сказанное заставляет согласиться с теми исследователями, которые полагают, что основная фаза сжатия и надвигания имеет альпийский (уточним, позднеальпийский) возраст [Шарьяжно-надвиговая тектоника..., 1990] – тем более, что рассматриваемые складки ориентированы субширотно – поперек Урала – и вместе с тем параллельно Альпийскому поясу. Но тогда выполаживание вверх глубинных поднятий следует связывать не с их несогласным “запечатыванием” верхними горизонтами, а со структурной дисгармонией и постепенным затуханием вверх из-за того, что идущая от фундамента деформация горизонтального сжатия не сумела полностью преодолеть вес платформенного чехла. В связи с этим обращает на себя внимание чрезвычайно постепенное сглаживание зеркала складчатости вверх по разрезу. Наиболее рельефно глубинные новейшие структуры вырисовываются по кровле фундамента, а также в ордовикских и девонских отложениях. Исключение составляет Бобровско-Покровский вал, который ярче всего выражен на уровне нижнего карбона (см. рис. 98, врезка). Выше поднятия постепенно сглаживаются, особенно быстро – на уровне кунгурских эвапоритов, которые, очевидно, играли роль пластичной подушки (экрана) для глубинной деформации. Выше кунгура остаются уже только пологие Татищевская и Логачевская мегантиклинали, образовавшиеся над вышеохарактеризованными зонами концентрации складок фундамента. При этом поверхности сумели достичь только те из последних, которые оказались приуроченными к обширным древним поднятиям фундамента (Жигулевский вал в пределах Жигулевско-Пугачевского свода и Оренбургский – Соль-Илецкого). А те зоны складок фундамента, которые были задавлены мощным чехлом Бузулукской впадины (Бобровско-Покровский вал и др.), так и не вышли на поверхность.

Резюме. Новейшая структура Общего Сырта динамически расслоена. Наиболее резкие складчатые деформации, вероятно, образовавшиеся в надвиговом и сдвиговом полях напряжений при субмеридиональном сжатии, присутствуют в платформенном фундаменте и нижней (девонско-каменноугольной) части чехла. Как и находящиеся поблизости ответвления Жигулевского вала, все антиклинали скошены к северу, и поэтому их можно связать с общим надвиганием в эту сторону. Имеются и более определенные высказывания о надвиге вдоль северного крыла Оренбургского вала. Кулисное расположение складок и другие особенности структурного рисунка указывают на правый сдвиг вдоль Бузулукской флексуры и левый – вдоль Камеликско-Чаганской.

Вверх по разрезу глубинные поднятия сглаживаются, объединяясь в более крупные и пологие, изометричные в плане мегантиклинали с признаками растяжения на своде. Об обстановке субмеридионального сжатия здесь напоминают только крупные особенности структурного рисунка, свидетельствующие о правом сдвиге вдоль Бузулукской флексуры. Меняется и знак поперечной асимметрии антиклиналей: их вергентность становится южной, причем скорее всего она связана уже не с надвигами, а со сбросами южной экспозиции (в сторону Прикаспийской впадины). В целом можно сказать, что по мере приближения к поверхности глубинное субмеридиональное сжатие все больше замещается растяжением в том же направлении, и наиболее характерный структурный мотив верхних горизонтов коры – это серия полого наклоненных к северу моноклиналей, разделенных антитетическими сбросами. По мере удаления от р. Урал свод Общего Сырта все больше вытягивается к северу и, очевидно, в тылу этого изгиба остаются концентрические зоны растяжения.

Основная новейшая деформация региона произошла в конце миоцена–начале плиоцена. Повторные движения в эоплейстоцене–квартере привели к еще большему перекосу свода в северном направлении и усилили его растяжение.

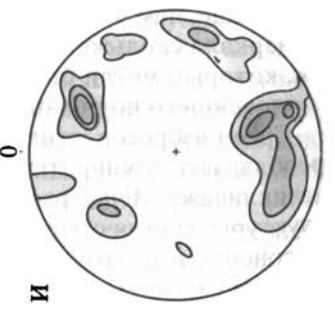
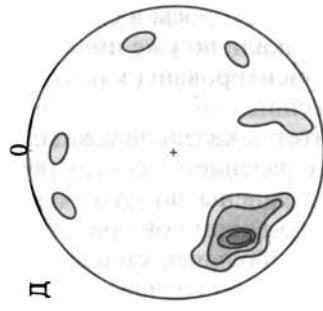
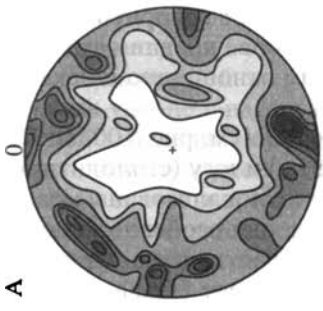
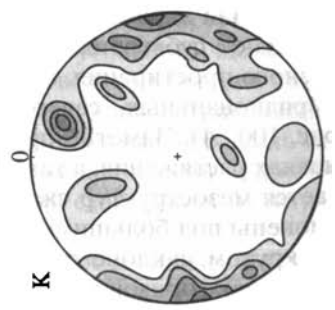
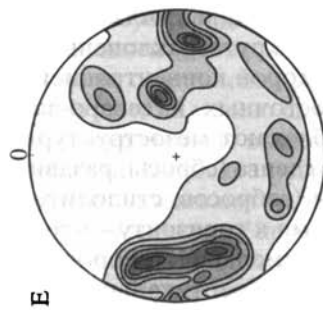
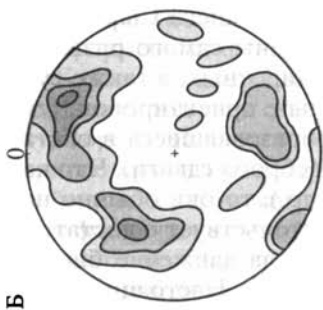
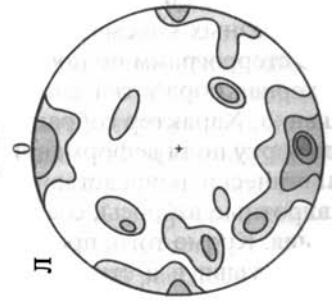
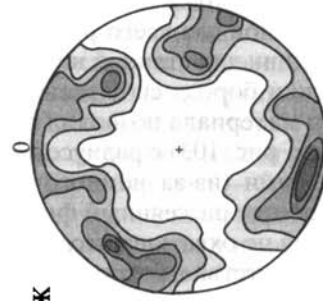
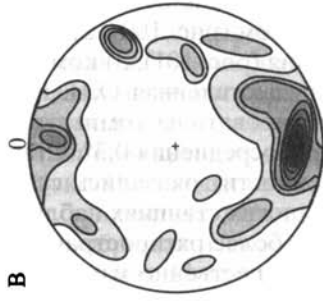
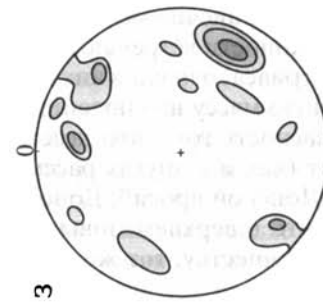
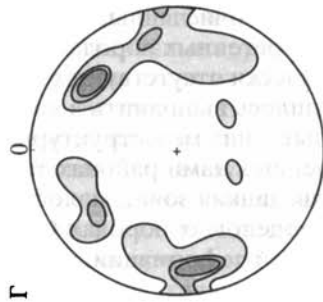
10.2. МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Вводные методические замечания. Замеры трещиноватости проводились в породах перми и триаса, реже – верхнего мела и плиоцена–квартера. Наиболее перспективными в отношении поиска зеркал скольжения оказались известняки казанского яруса верхней перми и писчие мелы сенона. Многочисленные штриховки несколько худшей сохранности встречаются и в терригенных породах татарского яруса перми–низов триаса, однако в них практически отсутствуют стилолиты и жилы. Хотя основную массу наблюдений пришлось выполнить в достаточно древних породах, опасность того, что замеры в них мезоструктуры имеют доальпийский возраст (как и в других рассмотренных нами районах такого рода – Жигули, Окско-Донской прогиб, Доно-Медведицкая зона), маловероятна. Ниже мы покажем, что в верхнемеловых и плиоценовых породах Общего Сырта можно найти, по существу, тот же набор полей деформаций, что и в палеозойских образованиях.

Использовались три вида обработки материалов: 1) анализ плотности трещин разных кинематических типов для всего района в целом (рис. 100), 2) анализ стереограмм полюсов трещин для станций наблюдения (рис. 101), 3) компьютерная обработка кинематики борозд скольжения, осуществленная О.И. Гуценко. Характер собранного материала позволил синтезировать на компьютере карту поля деформаций (см. рис. 103) с радиусом круга осреднения $0,3^\circ$. Статистически непредставительными (из-за немногочисленности) оказались субширотные взбросы, составляющие рассеянный фон на многих станциях наблюдения. Кроме того, программой не охватываются гораздо более распространенные раздвиги и стилолиты, отсутствие которых могло существенно изменить картину поля деформаций.

Общая характеристика трещиноватости. В пределах Общего Сырта преобладают субвертикальные и круто наклоненные трещины самого разнообразного простирания, с некоторой концентрацией субширотных, а также субмеридиональных, северо-восточных и северо-западных ориентировок (см. рис. 100, А). Заметно преобладают мезоструктуры, образовавшиеся в обстановках растяжения, а также сдвига (сбросы, раздвиги и сбросо-сдвиги). Что касается мезоструктур сжатия (взбросов, стилолитов и др.), то они обычно наклонены под большими углами к горизонту – что свидетельствует о достаточно крутом наклоне оси максимального укорочения, когда движение блоков имеет как горизонтальную, так и вертикальную компоненту. Настоящие сдвиги редки, однако взбросы и сбросы со сдвиговой компонентой встречаются гораздо чаще, чем чистые взбросы, сбросы и сдвиги. Это может говорить о том, что зеркала скольжения возникали по уже имеющимся более древним трещинам, которые могли быть ориентированы как угодно по отношению к векторам новейшего поля напряжений.

Среди взбросов, стилолитов и квазикливажных трещин (см. рис. 100, Б, В) преобладают субширотные, с падением к северу (взбросы) и югу (стилолиты и квазикливаж). Менее распространены, но зато очень четко локализованы мезоструктуры сжатия север-северо-восточной ориентировки; они особенно полого наклонены, и поэтому их в наибольшей степени можно соотнести с горизонтальным сжатием, которое в данном случае имеет субширотное (запад-северо-западное) направление. Среди немногочисленных сдвигов чаще встречаются левые (см. рис. 100, Г), образующие широкий пояс, с некоторой концентрацией систем север-северо-западного, запад-северо-западного и в меньшей степени север-восточного простирания. Правые сдвиги имеют близкое (северо-западное)



направление (см. рис. 100, Д). Это существенно затрудняет реконструкцию поля деформаций, и здесь приходится предполагать либо возможность латерального сдвигового течения, либо возвратно-поступательные смещения, либо наличие двух интерферирующих полей с субширотной и субмеридиональной ориентировками оси максимального укорочения. В последнем случае с правыми сдвигами можно увязать небольшой левосдвиговый максимум северо-восточного направления. Сбросы, чаще всего субмеридионального простирания, наклонены в широком диапазоне – от субвертикального до пологого падения (30–40°), что позволяет предполагать листрическую конфигурацию их плоскостей и субширотное растяжение в качестве ведущего механизма их образования (см. рис. 100, Е). Образующие менее плотный максимум субширотные сбросы наклонены в целом субвертикально. Независимо от ориентировки преобладают сбросы с падением в западных и южных румбах – в стороны Иргизского и Прикаспийского новейшего прогибов. Такие же популяции образуют и раздвиговые мезоструктуры (см. рис. 100, Ж).

Наконец, в рассматриваемом районе, как уже говорилось, широко распространены трещины со смешанным (взбросо- и сбросо-сдвиговым) смещением (см. рис. 65, З–Л). Как правило, они ориентированы в соответствии с компонентой, направленной по падению сместителя: взбросо-сдвиги (см. рис. 100, З, И) и настоящие взбросы – субширотно, реже в север-северо-восточном направлении, а сбросо-сдвиги (см. рис. 100, К, Л), как и чистые сбросы, – субмеридионально и субширотно. Трещины с левосдвиговой составляющей (см. рис. 100, З, К), как и настоящие левые сдвиги, распространены заметно шире и образуют пояс, в котором угадываются те же локальные максимумы, что и для левых сдвигов. Правые взбросо- и сбросо-сдвиги локализованы более четко, в виде двух кучностей субширотного и север-северо-восточного простирания (см. рис. 100, И, Л), при этом система северо-западного простирания, хорошо проявленная для настоящих правых сдвигов, здесь отсутствует. В целом же обращает на себя внимание явно неслучайный факт: правосторонняя компонента гораздо лучше проявлена для взбросовых, а левосторонняя – для сбросовых мезоструктур. Не исключено поэтому, что правые взбросо-сдвиги отражают обстановку правосдвиговой транспрессии, развивающуюся на глубине, тогда как левые сбросо-сдвиги – более поверхностное растяжение Общесыртовского свода.

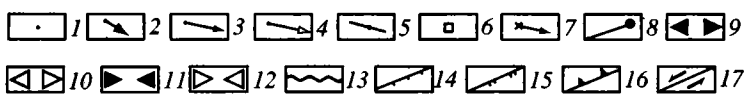
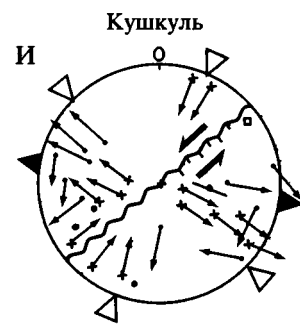
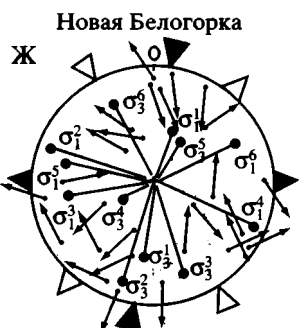
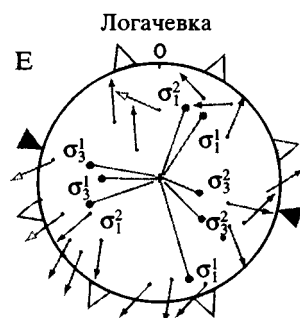
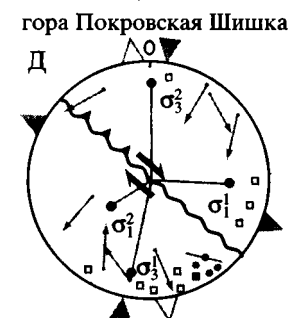
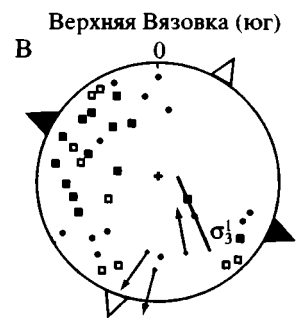
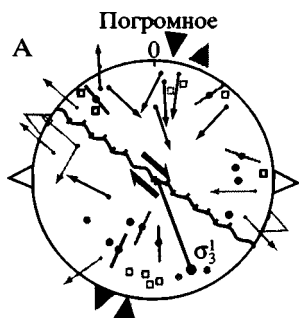
Можно заключить, что наиболее характерные деформационные обстановки это, во-первых, субширотное и субмеридиональное (меньше) растяжение, ассоциирующее с левым сдвигом, и, во-вторых, субширотное (запад-северо-западного простирания) и субмеридиональное сжатие, которое связано уже с правым сдвигом. Сдвиги разного знака часто субпараллельны, что указывает на латеральное течение материала либо на наложение разных полей напряжений. Сме-

Рис. 100. Стереогаммы плотности трещиноватости по [Копп и др., 2002a]; шкала показывает число полюсов на единицу площади палетки

А – все мезоструктуры, замеренные в пределах Общего Сырта; Б – взбросы; В – стилолиты, квазикливаж; Г – левые сдвиги; Д – правые сдвиги; Е – сбросы; Ж – жилы и отрывы; З – левые взбросо-сдвиги; И – правые взбросо-сдвиги; К – левые сбросо-сдвиги; Л – правые сбросо-сдвиги

Fig. 100. Stereograms of mesofracture spacing of Obschy Syrt; scale shows a quantity of poles on per unit of area of the plot [Копп и др., 2002a]

А – All mesofractures observed; Б–Л – Kinematic types of mesofractures including: Б – Thrusts and reverse faults, В – Stylolites and quasicleavage, Г – Sinistral strike-slip faults, Д – Dextral strike-slip faults, Е – Normal faults, Ж – Veins and break-away ruptures, З – Sinistral strike-slip faults with a reverse component, И – Dextral strike-slip faults with a reverse component, К – Sinistral strike-slip faults with a normal component, Л – Dextral strike-slip faults with a normal component



щения по падению сместителей направлены таким образом, что чаще всего опущены южные и западные крылья мезоразрывов, обращенные к Иргизскому плиоцен-четвертичному прогибу и Прикаспийской синеклизе.

Станции наблюдения. Замеры трещиноватости приурочены к ограничивающим Общий Сырт флексурам: Бузулукской и Яицко-Оренбургской и к его сводовой части. В силу рекогносцировочного характера исследований и слабой обнаженности района полученные результаты не могут полностью охарактеризовать все рассмотренные выше элементы и показывают только наиболее общие особенности поля напряжений

Бузулукская флексура пересечена станциями наблюдения в 30 км юго-восточнее Бузулука – от с. Верхняя Вязовка на севере до с. Погромное на юге. В строении парагенезов трещиноватости сказываются резкие изменения морфологии свода Общего Сырта к югу и северу от флексуры (напомним, что к северу от нее свод осложнен выраженной в рельефе наложенной поперечной флексурой север-северо-восточного простирания – см. рис. 97).

К югу от флексуры (с. Погромное, см. рис. 101, А) многочисленные крутые взбросы и сбросы (взрезы) субширотного–запад-северо-западного простирания образовались при субмеридиональном укорочении с наклоненной к северу осью, с чем увязывается и субширотное удлинение, фиксируемое субмеридиональными сбросами и отрывами. Бузулукский линеймент в таком поле деформаций должен быть обращенным к югу сбросом или флексурой (что и соответствует геологической карте) с компонентой правого сдвига. Близкое поле деформаций устанавливается и к северу от Бузулукской флексуры, однако на зна-



Рис. 101. Стереогаммы трещиноватости для станций наблюдения, по [Копп и др., 2002a]; расположение станций см. на рис. 95. Более светлым тоном показаны замеры трещин в плиоцен-четвертичных породах

А – № 3–4, песчаники нижнего триаса и суглинки плиоцена; Б – № 5, песчаники и конгломераты верхней перми; В – № 7, то же; Г – № 8, то же; Д – № 6, суглинки и уплотненные пески плиоцен-ранне-четвертичного возраста; Е – № 1–2, то же; Ж – № 9, пшчие мелы верхнего мела; З – № 10–11, пшчие мелы верхнего мела и уплотненные пески юры; И – № 14, известняки нижней перми; К – № 12, то же; Л – № 16, то же; М – № 15, то же; 1–6 – полюсы трещин: 1 – без борозд скольжения; 2 – то же, с некоторыми знаками скольжения (смещение прослоев, подворот слоистости около трещины, тип мулности); 3–5 – с бороздами скольжения (знак смещения: 3 – очевидный, 4 – предполагаемый, 5 – неясный, отсутствуют четко выраженные заусеницы); 6 – отрывы и жилы; 7 – стилолиты, зоны квазикливажа и расщепления; 8 – проекции осей максимального сжатия σ_3 и растяжения σ_1 ; 9 – направление преобладающего горизонтального растяжения; 10 – то же, менее четкое; 11 – направление преобладающего горизонтального сжатия; 12 – то же, менее четкое; 13 – ориентировка ближайшего к точке наблюдения регионального разрыва; 14–17 – кинематика смещения в зоне последнего по данным мезотектонических наблюдений: 14 – наклонный сброс, 15 – субвертикальный сброс (взрез), 16 – взброс, 17 – сдвиг

Fig. 101. Stereograms of fracturing of Obschy Syrt [Копп и др., 2002a] (see Fig. 95 for location of sites of mesotectonic observations). Poles of mesofractures in Pliocene-Quaternary rocks are shown by lightface

А – N 3–4, sandstones of the Lower Triassic and loams of the Pliocene; Б – N 5, sandstones and conglomerates of the Upper Permian; В – N 7, Г – N 8, the same; Д – N 6, loams and compacted sands of the Pliocene-Quaternary; Е – N 1–2, chalks of the Upper Cretaceous; Ж – N 9, chalks of the Upper Cretaceous; З – N 10–11, chalks of the Upper Cretaceous and compacted sands of the Jurassic; И – N 14, limestones of Lower Permian; К – N 12, the same; Л – N 16, the same; М – N 15, the same; 1 – poles of fractures without slickenstriae; 2 – the same, with a minor sign of a kinematics (offset of interbeds, fault-related rotation of bedding, en echelon arrangement of minstructures); 3–5 – poles of slickensides and slip vectors for the upper hemisphere: 3 – with distinct slickensteps indicating kinematic type, 4 – the same, supposed, 5 – without distinct slickensteps; 6 – poles of break-away ruptures and veins; 7 – poles of stylolites and quasicleavage; 8 – poles and projections of maximal shortening (σ_3) and maximal lengthening (σ_1) deformation axes; 9 – orientation of predominant lengthening; 10 – the same, of the 2nd order; 11 – orientation of predominant shortening; 12 – the same, of the 2nd order; 13 – orientation of the regional extent falut, in whose vicinity the measurements was taken; 14–17 – kinematics of displacement of the latter inferred from mesotectonic data: 14 – normal fault, 15 – subvertical normal fault or reverse fault, 16 – reverse fault or thrust, 17 – strike-slip fault

чительном (десятки километров) удалении от нее (с. Верхняя Вязовка – см. рис. 101, В, Г).

В узкой же полосе к северу от флексуры (с. Каменная Сарма, см. рис. 101, Б) картина совершенно другая. Здесь уже резко преобладают сдвиги, группирующиеся в две системы: правых (со взбросом) восток-северо-восточного–север-северо-восточного и левых (со сбросом) запад-северо-западного–север-северо-западного простираения. Те и другие возникли при одной и той же (субширотной–запад-северо-западной) ориентировке оси максимального укорочения, хотя ее наклон к горизонту для разных систем противоположен: в восточных румбах – для первой из них и в западных – для второй. При этом важно отметить, что данная ось ориентирована поперек вышеупомянутой наложенной флексуры север-северо-восточного простираения, устанавливаемой по геоморфологическим особенностям (см. рис. 97). Сильный разброс простираений сдвигов разного знака и, местами, их параллелизм могут свидетельствовать об их развороте в ходе деформации.

По данным замеров на этой станции Бузулукский линеамент в соответствующем поле деформаций должен быть уже наклонным к северу сбросом с небольшой левосдвиговой компонентой. Однако если привлечь результаты по предыдущим станциям, то можно высказать другое предположение, представляющееся более обоснованным: фиксируемое на удалениях от Бузулукского линеамента поле деформаций с субмеридиональной ориентировкой главного укорочения и субширотной – главного удлинения отражает региональный динамический фон, а локализованное в северном борту линеамента параллельное ему укорочение в запад-северо-западном направлении связано с локальным преломлением этого регионального поля около сдвига, который тогда должен быть правым. При этом наложенная поперечная флексура в северном крыле сдвига может быть связана со сжатием, компенсирующем горизонтальное смещение. Для проверки данного предположения необходимо распространить мезотектонические наблюдения к западу и востоку от изученного поперечного профиля – хотя бы в нескольких точках, но по всей длине линеамента.

Поскольку изложенные результаты получены для молассовой толщи пермотриаса, сразу же возникает вопрос, корректно ли использовать их для характеристики новейшего поля напряжений. Заметим, однако, что установленная нами субмеридиональная ориентировка регионального укорочения логичнее увязывается с напряжениями, идущими с юга, нежели с востока – с герцинского Урала. Субширотное же укорочение сразу к северу от Бузулукской флексуры, как видно, объясняется преломлением региональных напряжений около сдвига. В связи с этим важно отметить, что в обнажениях очень молодых – верхнеплиоцен-нижнечетвертичных – суглинков преобладают те же субширотные взбросы (с правосдвиговой компонентой) и субмеридиональные сбросы и отрывы (см. рис. 101, А, Д), что и в породах пермотриаса. Однако, в отличие от последних, здесь шире представлены раздвиги, образующие к тому же отсутствующий у древних пород максимум субширотного простираения, фиксирующий растяжение по меридиану.

Сводовая часть Общего Сырта характеризуется сбросовым типом поля деформаций. На западе (районы сс. Логачевка и Егорьевка – см. рис. 101, Е) в суглинках и песках верхнего плиоцена–нижнего плейстоцена фиксируется пояс сбросов и сбросо-сдвигов: левых меридионального простираения и правых – субширотного–северо-восточного, что указывает на горизонтальное удлинение сразу в трех направлениях: север-северо-восточном, север-северо-западном и субширотном. Что же касается главных укорочений, то они наклонены круто,

однако их горизонтальные проекции образуют компактный пучок субширотного (запад-северо-западного) простирания. Здесь, таким образом, деформационная обстановка определялась субмеридиональным удлинением и некоторым субширотным укорочением.

Однако в районе Новой Белогорки, где такая обстановка проявилась и в макроструктурных особенностях – в образовании протяженного (25–30 км) субширотного грабена верхнего мела среди поля триасово-юрских отложений, по мезотектоническим данным получены неожиданные результаты (см. рис. 101, Ж). Вместо субширотных структур растяжения здесь обнаружены субширотные взбросы и даже надвиги, а также субвертикальные сбросы, составляющие пояс вращения с крутыми взбросами. Наряду с несколькими правыми сдвигами северо-западной ориентировки этот парагенез указывает на субмеридиональное сжатие внутри грабена. Наклонные же сбросы, связанные с обстановкой именно растяжения, ориентированы субмеридионально, что свидетельствует о субширотном удлинении. Здесь, таким образом, мезо- и макротектонические данные противоречивы, и поскольку это нельзя объяснить недостаточной представительностью материала (замеры сделаны в мелах сенона, изобилующих зеркалами скольжения), то причину противоречия следует искать либо в проявлении на мезоуровне регионального (альпийского?) поля напряжений меридионального сжатия – широтного растяжения, либо, что кажется не менее вероятным, в обычном для грабенов заклинивании просевшего блока.

Вытянутая вдоль р. Урал Яицко-Оренбургская флексура восток-северо-восточного простирания, как уже говорилось, по особенностям макроструктурного рисунка ее южного борта имеет левосдвиговую компоненту; отсюда можно предположить, что она образовалась при субмеридиональном укорочении – субширотном удлинении. Однако в принадлежащем Общему Сырту поднятом северном борту флексуры присутствуют возникшие при противоположном – субмеридиональном – удлинении вышеупомянутые субширотные грабены, образующие к тому же эшелонированный ряд право-, а не левосдвигового типа. Ситуацию не прояснили и проведенные в двух грабенах (Чесноковском и Зубочистенском) мезотектонические наблюдения, в результате которых обнаружено (см. рис. 101, З) преобладание сбросовых трещин меридионального–северо-восточного простирания, что указывает на удлинение вдоль грабенов, а не поперек. С удлинением ассоциируют отдельные взбросы и сдвиги, образовавшиеся при поперечном грабенам субмеридиональном – северо-восточном укорочении.

Таким образом, здесь, как в районе Белогорки, отмечается противоречие между макро- и мезотектоническими данными, заставляющее анализировать две возможности: либо мезоструктуры возникли во внутриграбеновом поле напряжений, связанном с заклиниванием просевшего блока, либо же, напротив, они отражают региональное поле напряжений – но тогда и сами грабены следует считать результатом сжатия (что нам кажется маловероятным). И, наконец, в любом случае эти замеры можно лишь очень предположительно использовать для установления кинематики Яицко-Оренбургской флексуры.

Восточнее, в районе Оренбурга, эта флексура расщепляется на две ветви: северная выражена долиной р. Сакмары, а южная продолжается долиной р. Урал (см. рис. 94). О том, что эти отрезки долин связаны с неотектоническими разрывами, убедительно свидетельствует их плавная дугообразная конфигурация и, что еще важнее, их резкая поперечная асимметрия: крутые северные склоны и пологие южные, затянутые плащом плиоцен-нижнечетвертичных отложений. Здесь, таким образом, повторяется региональный стиль новейшей структуры, определяемый обращенными к югу сбросовыми уступами и разделя-

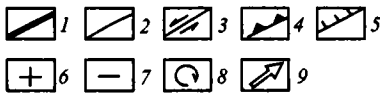
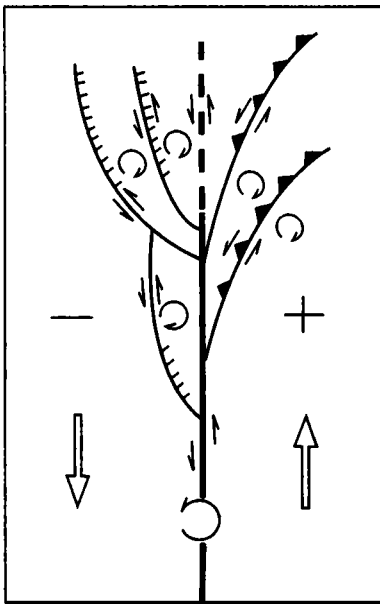


Рис. 102. Веерообразное расщепление сдвига у его окончания: структура лиили (геометрическая схема, план), по [Копп, 1997]. Ветви веера дугообразно изогнуты – выпуклость направлена в сторону смещения соответствующего крыла основного сдвига

1 – разломы 1-го порядка; 2 – разломы 2-го порядка; 3 – сдвиги; 4 – надвиги (вершины треугольников – по падению сместителей); 5 – сбросы (бергштрихи – по падению сместителей); 6 – квадрант сжатия; 7 – квадрант растяжения; 8 – направление поворота блоков вокруг вертикальной оси; 9 – направление смещения крыла основного сдвига

Fig. 102. Fan-shaped spaying of wrench master fault at its termination [Kopp, 1997]

1 – master wrench fault; 2 – other faults; 3–5 – fault kinematics: 3 – wrench faults; 4 – reverse faults and thrusts, 5 – normal faults; 6 – quadrant of compression; 7 – quadrant of extension; 8 – sense of block rotation around vertical axis; 9 – direction of displacement of a master fault flank

емыми ими наклонными блоками. Обе ветви линеамента плавно выгнуты в одном направлении (в данном случае – к северу), и это напоминает “веера” на затуханиях сдвигов, где каждая ветвь как бы затаскивается разрывом попутно горизонтальному смещению его крыла (рис. 102) [Копп, 1997; Копп и др., 1999a]. Направление изгиба ветвей Яицко-Оренбургского линеамента соответствует

представлению о его левосдвиговой природе. Кроме того, если данное предположение верно, то северная (Сакмарская) ветвь, находящаяся в квадранте растяжения, должна была формироваться в обстановке трансензии, а южная (Уральская), приуроченная к квадранту сжатия, – в обстановке транспрессии. С этой схемой согласуются и мезотектонические данные.

Сакмарскую ветвь, имеющую на данном отрезке северо-восточное простирание, изучали в двух точках юго-восточного крыла: в карьере завода “Маяк” на северной окраине Оренбурга и в карьере между с. Кушкуль и свх. “Сакмарский” (в обоих местах замеры сделаны в известняках казанского яруса верхней перми). Особенно представительна вторая точка наблюдений (см. рис. 101, И), где обнаружены многочисленные стилолитовые сколы сбросового типа, имеющие север-северо-восточное простирание и указывающие, таким образом, на удлинение в субширотном направлении. Сакмарский линеамент в таком поле деформаций должен быть сбросом с левосдвиговой компонентой, что соответствует макротектонической модели. Этому не противоречат немногочисленные взбросы и зоны брекчирования запад-северо-западного направления. В первой точке обнаружены лишь немногочисленные стилолитовые сколы левосдвигового типа (см. рис. 101, К), запад-северо-западная ориентировка которых свидетельствует о сжатии вдоль Сакмарского линеамента и растяжении поперек него. Следовательно, последний оказывается здесь сбросом или раздвигом.

Уральская ветвь, в целом субширотного простирания, обследовалась в месте ее наибольшего изгиба к северу. Здесь обращает на себя внимание гораздо большее, чем для Сакмарской ветви, развитие мезоструктур горизонтального сжатия. При этом в обеих исследованных точках, приуроченных к северному и южному крыльям флексуры (карьеры в известняках казанского яруса к северо-

западу от с. Нежинка и около с. Благословенка) мезоструктуры представлены стилолитами, стилолитовыми сколами взбросовой кинематики и взбросовыми зеркалами скольжения субширотной–восток-северо-восточной ориентировки (см. рис. 101, Л, М). Данный парагенез, достаточно надежно свидетельствующий об обстановке субмеридионального (север-северо-западного) укорочения, дополняется субмеридиональными сбросами и отрывами, возникшими при комплексном – субширотном (восток-северо-восточном) удлинении. Поле деформаций, зафиксированное в обеих точках, предполагает, что поперек линеймента субширотного простираения должно развиваться горизонтальное укорочение, что не противоречит левосторонней транспрессии вдоль Уральской ветви, однако прямо ее и не доказывает.

Что касается Яицко-Оренбургской флексуры в целом, то сумма собранных нами мезотектонических данных показывает, что предположение о ее левосдвиговой природе имеет под собой серьезную почву и заслуживает дальнейшей проверки.

Результаты компьютерной обработки кинематики трещиноватости. Синтезированные на компьютере карты векторов главных напряжений (см. рис. 103) подтверждают результаты ручной обработки замеров на сетке Вульфа, хотя и с некоторыми коррективами, обусловленными параметрами программы. В частности, около Бузулукской флексуры резко подчеркнулось направленное вдоль нее (и вкрест притыкающейся к ней поперечной флексуры северного крыла) горизонтальное укорочение в северо-западном направлении (см. рис. 103, А). Такое укорочение отмечалось и при анализе стереограмм, однако там оно занимает более скромное место, сочетаясь с укорочением в субмеридиональном направлении и удлинением – в субширотном, особенно хорошо проявленными на удалении от Бузулукской флексуры (Верхняя Вязовка, Погромное и гора Покровская Шишка). Скорее всего, данное несовпадение связано с тем, что из компьютерной обработки выпали часто встречающиеся раздвиги (в данном случае – субмеридионального и субширотного простираений), не обрабатываемые использованной программой, а также субширотные взбросы, очевидно, “оставшиеся за бортом” из-за немногочисленности. Никак не отразилось субмеридиональное укорочение поперек Уральской ветви Яицко-Оренбургской флексуры и внутри меловых грабен, зафиксированное многочисленными стилолитами, которые использованная версия программы не принимает для обработки. Зато везде усилилось и так хорошо заметное на стереограммах региональное субширотное удлинение.

Вместе с тем компьютерная обработка выявила ряд тонких и вместе с тем важных деталей (касающихся, в частности, стиля деформационного режима и наклона осей деформации), которые не могли быть легко установлены другими способами. Так, четко виден сдвиговый характер поля деформаций в районе профиля, пересекающего Бузулукскую флексуру, что подтверждает сдвиговую природу последней. При этом параллельными ей оказались траектории правосдвиговых касательных напряжений. Для Яицко-Оренбургского линеймента столь четких признаков сдвига не установлено. Далее, обращает на себя внимание проявляющийся в пределах всего Общего Сырта (за исключением зоны Бузулукской флексуры) пологий наклон оси главного растяжения к югу и юго-западу; возможно, это следствие гравитационного оттока масс в соседние новейшие прогибы (Иргизский и Прикаспийский), который мог несколько накренить ось удлинения по уклону тектонического рельефа. С другой стороны, средняя ось эллипсоида деформации, которая в сбросовом поле должна соответствовать

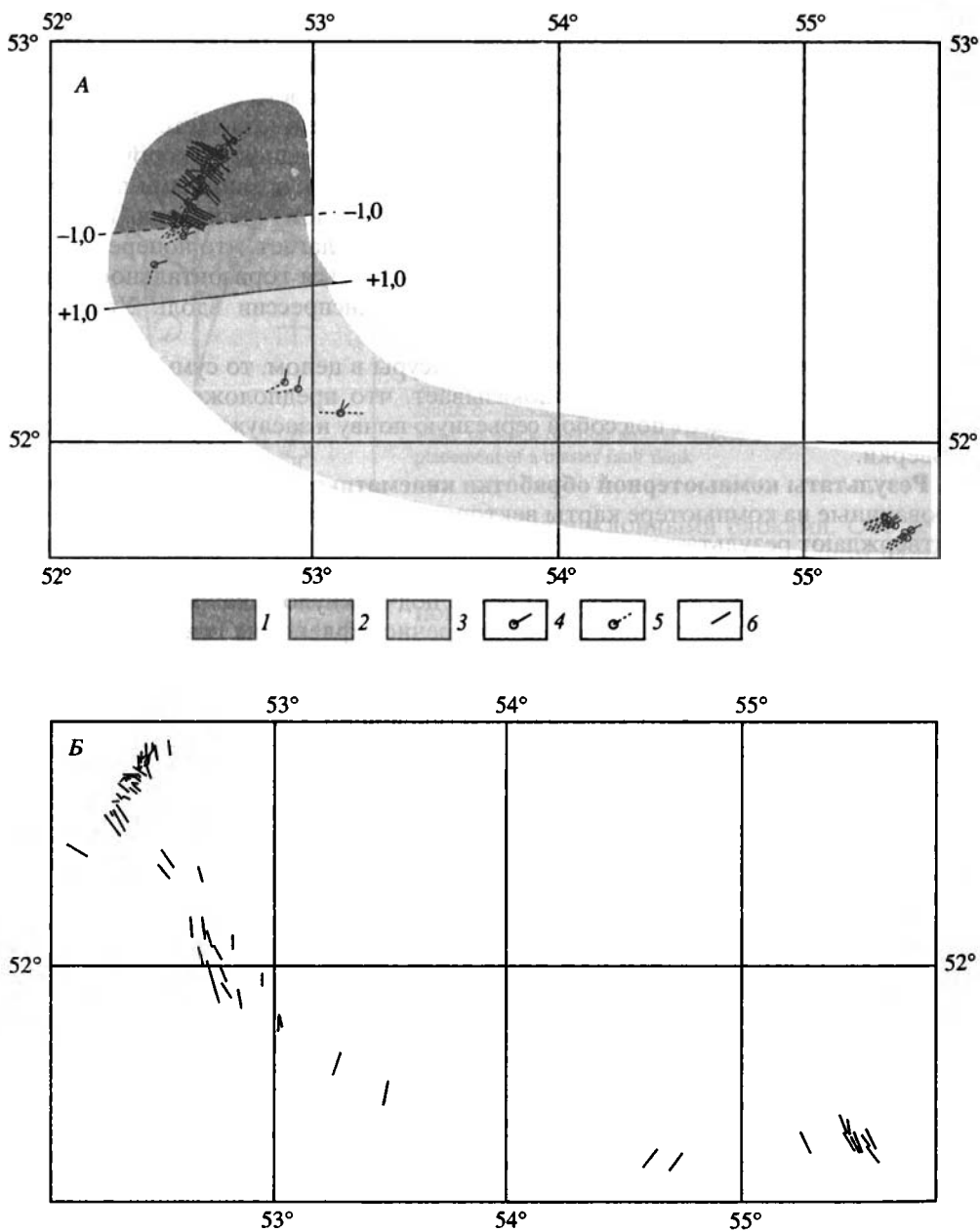


Рис. 103. Карты горизонтальных проекций ориентировок осей суммарных сколовых деформаций территории Общего Сырта, синтезированные О.И. Гуценко на компьютере по нашим данным. Длина вектора обратно пропорциональна наклону от земной поверхности, направление наклона – от точки в основании вектора, цифры у границ деформационных зон соответствуют значениям коэффициента Лоде–Надаи

А – оси деформаций главного укорочения и главного удлинения; *Б* – средняя ось деформации: 1–3 – деформационные режимы: 1 – сдвиговый, 2–3 – сбросовый: 2 – с удлинением в широтном направлении, 3 – с удлинением в меридиональном направлении; 4–6 – горизонтальные проекции ориентировок главных осей деформации: 4 – главного укорочения, 5 – главного удлинения, 6 – средней оси

направлению горизонтального укорочения, везде имеет субмеридиональное простираение (см. рис. 103, Б), что лучше согласуется с южным направлением действующего давления (альпийским), нежели с восточным (уральским). Кроме того, явно неслучайный повсеместный наклон этой оси к югу можно логично объяснить глубинным надвиганием к северу, которое угадывается по особенностям структуры фундамента и нижних горизонтов чехла (см. рис. 98, 99). Если в возникающем на глубине надвиговом поле напряжений ось сжатия по определению должна быть субгоризонтальна, то ближе к поверхности, где сжатие уже ослабевает и козырек взброса действует в виде наклонного штампа, приподымающего пассивно участвующие в деформации вышележащие слои, в последних ось сжатия будет наклонена субпараллельно смещению висячего крыла разрыва (см. рис. 72). Ранее мы уже встречались с подобной ситуацией для Елшанско-Сергиевской флексуры Саратовских дислокаций, образовавшейся над глубинным взбросом.

Резюме. Мезотектонические данные, обработанные тремя разными способами, показывают достаточно хорошую сходимость результатов. Новейшее развитие Общего Сырта протекало в условиях горизонтальных растяжения и сдвига, а также вертикального флексурного изгиба, которые запечатлены в следующих главных парагенезах трещиноватости: 1) парагенез субширотного удлинения и вертикального, а также небольшого горизонтального (субмеридионального) укорочения (в сбросовом и сдвиговом полях деформаций), выраженный отрывами и наклонными сбросами субмеридиональной ориентировки, а также диагональными сбросо-сдвигами (чаще левыми); распространен повсеместно, но господствующим становится в южной части Общего Сырта; 2) парагенез субмеридионального укорочения и компенсирующего удлинения вверх, косо вверх и по горизонтали в широтном направлении в надвиговом и чаще во флексурном (ось главного укорочения наклонена), а также в сдвиговом полях деформаций; представлен взбросами, стилолитами и редкими надвигами, а также взбросо-сдвигами (чаще правыми); ассоциирует с предыдущим парагенезом, но особенно сильно распространен в грабенах южной части Общего Сырта и в зоне Уральской ветви Яицко-Оренбургской флексуры; 3) парагенез укорочения в запад-северо-западном и удлинения в север-северо-восточном направлениях – в сдвиговом поле деформаций, представленный левыми сбросо- и правыми взбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного простираения соответственно; встречен в единственном месте – в северном крыле Бузулукского линеамента (Каменная Сарма), там, где с ним торцово сочленяется поперечная флексура; 4) парагенез субмеридионального удлинения и вертикального, а также некоторого горизонтального (субширотного) укорочения в сбросовом поле напряжений, представленный субширотными крутыми раздвигами и наклонными сбросами, а также левыми сбросо-сдвигами север-северо-западной ориентировки; распространен почти везде, но особенно ярко представлен в верхней части Мелового Сырта, между долинами рр. Урал и Самара.

Все эти мезотектонические парагенезы обнаружены в породах самого разного возраста – от поздней перми до раннего плейстоцена, что доказывает их

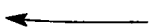


Fig. 103. Horizontal projections of axes of integrated Obshchy Syrt deformations (computered by O.I. Gushchenko on the base of our data). Vector length is inversely proportional to axial inclination. The inclination is directed from the point on the vector base. The Lode-Nadai coefficient values are indicated by figures at the boundaries of stress regime areas

A – Axes of main shortening and lengthening deformations; *Б* – Middle deformation axis; *1–3* – stress regimes: *1* – strike-slip; *2–3* – extension; *2* – latitudinal lengthening, *3* – meridional lengthening; *4–6* – horizontal projections of main deformation axes: *4* – main shortening, *5* – main lengthening, *6* – middle deformation axis

геологическую одновременность в рамках новейшего этапа. Отмечаются и признаки их приуроченности к крупным неотектоническим элементам либо к их частям. Гораздо больше вопросов вызывает ранговая соподчиненность охарактеризованных выше типов полей деформаций, и здесь нельзя обойтись без сопоставления с макроструктурой.

10.3. АНАЛИЗ СОПОДЧИНЕННОСТИ НОВЕЙШИХ ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ

Сумма приведенных данных показывает, что неотектоническая деформационная обстановка Общего Сырта была достаточно противоречивой. Попробуем разобраться в этом, привлекая данные о морфологии структур на разных уровнях чехла и представления о новейшей геокинематике всего Приволжско-Прикаспийского региона.

С одной стороны, если анализировать структурный рисунок, образуемый наиболее крупными тектоническими элементами чехла и фундамента, то он свидетельствует об обстановке надвигового (на глубине) и сдвигового полей деформаций с субмеридиональной ориентировкой оси максимального укорочения. На это указывают линейная конфигурация глубинных складок, их одинаковая северная вергентность (совпадающая с таковой находящегося рядом явно принадлежого Жигулевского вала) и гребневидный способ заполнения пространства (узкие антиклинали – широкие синклинали): если бы поперечная асимметрия глубинных структур была связана со сбросовой тектоникой, то наклонные горсты и грабены имели бы одинаковую ширину. Имеются и прямые геолого-геофизические доказательства надвиговой природы некоторых разрывов, прежде всего Оренбургского [Макаров и др., 1985; Яхимович, 1996; И.А. Денцкевич и др., 1997] (выше уже приводились аргументы в пользу его новейшего возраста). Весьма красноречивы и особенности взаимного расположения глубинных структур, явно связанные со сдвиговой тектоникой. При этом правые сдвиги имеют северо-западную, а левые – северо-восточную ориентировку, которая могла возникнуть только при субмеридиональном укорочении и субширотном удлинении (Бузулукская правосдвиговая зона и Яйцко-Оренбургская, а также Камеликско-Чаганская левосдвиговые).

Далее, поле деформаций с субмеридиональным направлением главного укорочения и субширотным, а также субвертикальным – главного удлинения повсеместно проявляется в поверхностной трещиноватости, особенно хорошо оно представлено на юге Общего Сырта. Однако настоящих надвигового и сдвигового полей здесь почти нет, и их место занимают сбросовое поле с удлинением по широте и флексурное – с наклонным положением осей главного и среднего субмеридионального укорочения (при этом последняя ось, символизирующая в данном случае направление наибольшего укорочения по горизонтали, также ориентирована субмеридионально и слегка воздымается к северу, в соответствии с направлением скашивания глубинных складок). Все это может быть признаком того, что горизонтальное сжатие имеет глубинный источник и вверх по разрезу затухает, замещаясь растяжением.

Наконец, новейшее поле деформаций с субмеридиональным направлением главного укорочения и субширотным – главного удлинения, как это было показано выше, широко распространено в Поволжье; по многим признакам оно вызвано давлением, идущим к северу от Альпийской коллизионной зоны и Аравийской плиты.

С другой стороны, в районе Общего Сырта не менее широко представлено сбросовое поле деформаций с прямо противоположной – субмеридиональной – ориентировкой главного удлинения. Именно оно определяет стиль морфоструктуры Общего Сырта (эрозионно-тектонические уступы южной экспозиции, которые разделяют полого наклоненные к северу останцы поверхностей выравнивания) и похожей на нее геологической структуры плиоценовых слоев. В совокупности та и другая обрисовывают систему наклоненных к северу блоков, образовавшихся при субмеридиональном растяжении. Еще одно яркое проявление рассматриваемого поля деформаций – сложенные юрскими и меловыми породами субширотные грабены на востоке Общего Сырта. Интересно при этом, что, образуя кулисные ряды вдоль вышеохарактеризованных сдвигов – Бузулукского и Яицко-Оренбургского, – они, однако, указывают на противоположный предполагаемому по мегаструктурному рисунку их знак – левый и правый соответственно. В мезоструктуре данное поле деформаций выражено изобилием субширотных сбросов и отрывов.

Поиск соотношений между двумя противоречащими одно другому полями деформаций можно вести по следующим основным позициям.

1. Дополнительное к давлению со стороны Альпийского пояса воздействие неотектонического Уральского орогена (или, точнее, коллизия Центрально-Казахстанского блока с автономно перемещающейся относительно Сибири Восточно-Европейской субплитой, что вызвало новейший орогенез Урала [Копп, 1999в]). Новейшее субширотное сжатие, действительно, проявилось на юге Урала в образовании Западно-Мугоджарского меридионального взброса и субпараллельных ему складок и чешуй Южного Приуралья, и оно вполне способно где-то замещаться субмеридиональным растяжением. Вызывает вопросы здесь только возраст этого сжатия, ибо вышеупомянутые дислокации Приуралья резко “запечатаны” отложениями акчагыла и, похоже, наиболее сильные движения там произошли в олигоцене–раннем миоцене [Копп, 1999в]. Субширотные сбросы Общего Сырта секут плиоцен-нижнечетвертичные образования и коррелятивный им рельеф. Тем не менее нельзя исключать возможности дестройки структур Приуралья в конце плиоцена–квартере, и поэтому данная точка зрения заслуживает дальнейшей проверки.

2. Компенсационное растяжение на своде поднятия, возникшего в результате глубинного горизонтального сжатия [Копп, 1999а, 2000а; Копп и др., 2001, 2002а]. О том, что это могло иметь место, свидетельствуют упрощение и выполаживание структуры снизу вверх и объединение относительно небольших по площади, но резко выраженных в кровле фундамента антиклиналей в более крупные пологие своды в пермско-мезозойских отложениях. Весьма показательны при этом усиление выраженности сдвигового структурного рисунка на промежуточном уровне – в отложениях карбона–нижней перми. Именно в такой последовательности (надвиговое – сдвиговое–сбросовое) и должны сменяться по вертикали и латерали поля напряжений, инициированные горизонтальным давлением. Кроме того, вряд ли случайна концентрация сложенных мезозоем грабенов именно на своде Общего Сырта, а не на крыльях.

Наиболее серьезный аргумент в пользу такого, чисто присводового, механизма возникновения субмеридионального растяжения – наличие новейших флексурно-сбросовых уступов над каждым поднятием фундамента. При этом, как видно на профиле (см. рис. 96, А), здесь наблюдается скорее обратный, чем прямой характер соответствия: глубинные принадлежавшие антиклинали восточного погружения Жигулевского вала скошены к северу, а соответствующие им на поверхности поднятия – к югу [Коноваленко и др., 1975]. Иными словами, над

сводом каждой глубинной складки развивается полуграбен, у которого вздернуто вверх плечо, смещавшееся попутно направлению надвигания (в данном случае – северное). Точно такая же ситуация отмечается и для северовергентного Оренбургского вала, к своду которого приурочены синклиналь в надсолевом комплексе [А.Г. Татаринев и др., 1975 г.] и плиоцен-четвертичная впадина р. Урал, а над крутым северным крылом развился ограничивающий последнюю и обращенный к югу сбросовый уступ. Можно полагать, таким образом, что подъем и смещение к северу свода каждой глубинной антиклинали вызывали компенсационное растяжение наверху и динамическое отжимание материала (прежде всего кунгурских эвапоритов), а над областью нагнетания, где-то выше крутого северного крыла глубинной складки и расположенной дальше синклинали, выросал сбросовый уступ обратной – южной – экспозиции.

В более общем плане можно предположить, что сжатие, передававшееся с юга через платформенный фундамент, в силу угасающей интенсивности (из-за огромного удаления от коллизийного пояса) было просто задавлено громадной тяжестью чехла Прикаспийской синеклизы и почти не сумело достичь поверхности. В Жигулях же, где чехол гораздо (в 4–5 раз!) тоньше, альпийский надвиг прорезал чехол насквозь.

3. Компенсационное растяжение, которое обязательно должно присутствовать на периферии области динамического влияния индентора (в данном случае – Аравийской плиты). Вначале, ближе к индентору, растяжение направлено поперек движения последнего (т.е. здесь – субширотно), но по мере удаления за счет переиндексации осей σ_1 и σ_2 разворачивается на 90° и становится продольным к движению (т.е. субмеридиональным). Если учесть, что меридиональные сбросы первой из этих зон достигают наибольшего размаха где-то на широтах Волгограда – Саратова (где максимальны ширина и глубина Западно-Прикаспийского прогиба), то севернее уже можно ожидать появления следующей зоны, замыкающей латеральный ряд деформационных обстановок области индентации [Копп, 1999а].

Ранее мы привлекали подобную причину для истолкования специфических особенностей неоструктур севера Окско-Донского прогиба (Окско-Циньского вала и Мещерской впадины) и Московского региона. О том, что она действует и в рассматриваемом районе помимо теоретических и региональных соображений свидетельствуют и факты. В их числе – сквозной (фоновый) характер данного типа поля деформаций, устанавливаемый по мезотектоническим данным: необязательная приуроченность широтных сбросов именно к поднятиям фундамента (хотя обратная связь никогда не нарушается) и их ритмичная повторяемость в пространстве, а также выход за пределы собственно свода Общего Сырта (в узком смысле). Однако главный аргумент, который еще заслуживает своего изучения, – это крупномасштабный пологий наклон земной поверхности к северу, фиксируемый по деформации геоморфологических уровней, асимметрии речных долин в поперечном сечении, их последовательной агрессии к северу и выгибанию в том же направлении (см. рис. 98). Обрисовываемый дугообразно изгибающимися к северу долинами новейший свод вытянут вплоть до долины р. Камы (возвышенность Сокские Яры), имеет субмеридиональную ориентировку и, таким образом, вряд ли может быть связан только с компенсацией глубинного субширотного поднятия. Но морфология этого свода (своего рода ороклина, только с обратным знаком, который образован не надвигами, а сбросами и напомунает опрокинутую в горизонтальную плоскость складку продольного изгиба с седловидными жилами в замке, см. рис. 104) вполне может свидетельствовать, что он образовался в ре-

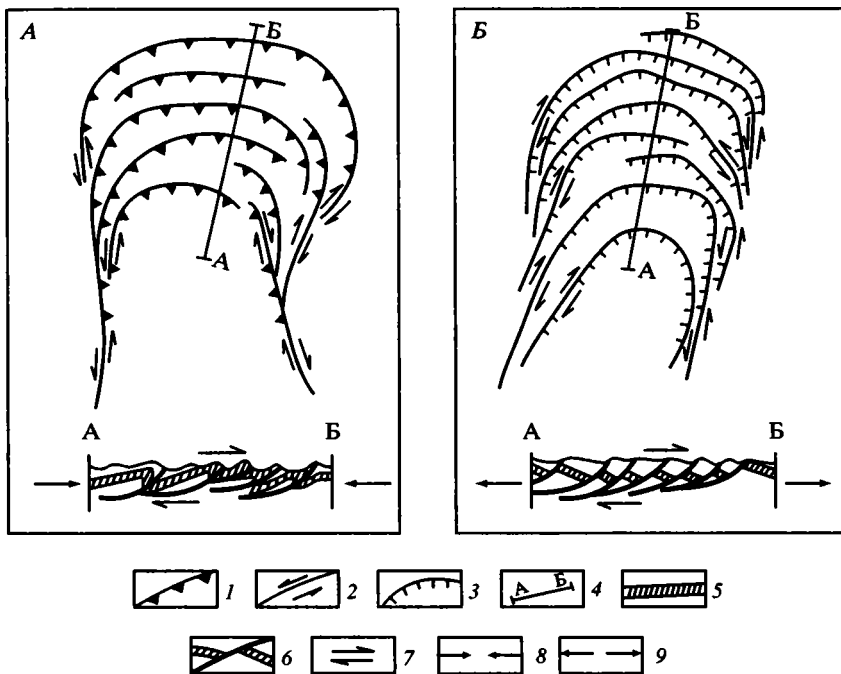


Рис. 104. Сравнение структурных рисунков настоящего (сдвига-надвигового) ороклина (А) и псевдоороклина, образованного сбросами и сбросо-сдвигами (Б), принципиальная схема, план. Оба обладают чертами внешнего сходства благодаря сильно искривленной в плане конфигурации составляющих их структур. Однако они принципиально отличаются по динамике и кинематике формирования: настоящий ороclin образуется в обстановке сжатия и поперечного изгиба в горизонтальной плоскости, а псевдоороclin – при растяжении и продольном изгибе в горизонтальной плоскости; несмотря на это, направление скашивания блоков в вертикальной плоскости у них одинаково (вертикальные разрезы внизу)

1 – взбросы и надвиги; 2 – сдвиги; 3 – сбросы; 4 – направления разрезов; 5–6 – на разрезах: 5 – условный слой, 6 – разрывы, смещающие условный слой; 7 – направление скашивания (простого сдвига) в вертикальной плоскости; 8 – сжатие; 9 – растяжение

Fig. 104. Comparison of structural patterns of true thrust-wrench-formed orocline (A) and “pseudoorocline” formed by normal faults and normal faults with strike-slip component of displacement (B), general scheme, plan. The oroclines have similar strongly curved configuration in plan. However, dynamics and kinematics of their formation are principally different: the true orocline arose from compression and bending in horizontal plane, whereas “pseudoorocline” is resulted from extension and buckling in horizontal plane. Nevertheless, both have similar direction of shear in vertical plane (sections below)

1 – thrusts; 2 – strike-slip faults; 3 – normal faults; 4 – cross-sections lines; 5–6 – for cross-sections only: 5 – conventional bedding, 6 – faults displacing conventional bed; 7 – simple shear in vertical plane; 8 – compression; 9 – extension

зультате меридионального растяжения, сопровождаемого некоторым субширотным сжатием и скашиванием в вертикальной плоскости (глубинный отток масс к югу и поверхностный – к северу).

В настоящее время трудно решить, какой из трех проанализированных способов возникновения субмеридионального растяжения в районе Общего Сырта главный или единственный. Очевидно только, что все они совместимы, серьезно не противоречат друг другу и, в принципе, могли проявиться совместно. Ясно также, что факт существования такого растяжения вполне можно увязать и с субмеридиональным сжатием на глубине, вызванным давлением Аравийской плиты.

10.4. ВЫВОДЫ

Ранговая соподчиненность новейших полей напряжений и деформаций Общего Сырта представляется следующей.

Направленное с юга давление Аравийской плиты на северном краю Прикаспийской синеклизы в позднем миоцене–квартере реализовалось в образовании широтных складок в фундаменте и нижней (палеозойской) части чехла, которые возникли при вероятном участии некоторого надвигания к северу. На северо-востоке этот складчатый пакет ограничен Бузулукским правым сдвигом запад-северо-западного простирания, который, вероятно, отклонял альпийский деформационный фронт от мощной коры древнего Татарского свода.

По сравнению, однако, с находящимися на том же расстоянии от Альпийско-Гималайского пояса соседними районами Среднего Поволжья, где взбросы и надвиги позднеальпийского возраста выходят непосредственно на поверхность (Жигулевские и Саратовские дислокации), в пределах Общего Сырта сжатие ограничилось более глубоким слоем коры. Связано это, очевидно, с тем, что неотектонически поднятый район Поволжья находится напротив сильно выдвинувшегося к северу Кавказского клина (Транскавказское поперечное поднятие), где, кроме того, кора изначально существенно толще (Воронежский массив), чем в Прикаспийской синеклизе, и поэтому способна передавать напряжения на большее расстояние. Общий Сырт же расположен на простирании отстававшего в северном перемещении Эльбурса и Каспийской меридиональной полосы погружения, где больше проявлялась тектоника растяжения, чем сжатия. В силу этих причин, а также огромного веса осадков древней Прикаспийской синеклизы глубинные складки Общего Сырта быстро затухают вверх, замещаясь пологой моноклиной, смятой в еле заметные крупные складки. Вместе с тем поле субмеридионального горизонтального сжатия все-таки улавливается в структуре поверхности по особенностям морфологии и расположения этих складок, а также в структурно-кинематических парагенезах трещиноватости.

Вдоль южной границы Общего Сырта развился Яицко-Оренбургский левый сдвиг восток-северо-восточного–широтного направления, обеспечивавший латеральное выжимание Прикаспийского блока из находящейся напротив Кавказа области повышенного сжатия к востоку, в сторону Туранского коридора между зонами давления Индии и Аравии [Копп, 1999а, 2000а].

Основной же стиль новейшей структуры верхних горизонтов чехла определяется системой субширотных сбросов южной экспозиции и разделяемых ими блоков, полого наклоненных к северу; те и другие в совокупности указывают на субмеридиональное растяжение в форме простого сдвига (наверху массы перемещаются к северу, внизу – к югу). В некоторой степени это растяжение могло компенсировать выпирание вверх системы глубинных складок сжатия, о чем, в частности, свидетельствует приуроченность поверхностных сбросов к сводам и крутым крыльям последних. Тем не менее распространение этого структурного стиля далеко к северу, гораздо шире собственно Общего Сырта (очевидно, вплоть до долины р. Камы), заставляет искать и более общие причины его возникновения. В числе наиболее вероятных следует рассматривать компенсационное растяжение на краю Периаравийской области индентации, без которого не может полностью замкнуться латеральный ряд деформационных обстановок коллизионного происхождения, а также динамическое влияние новейшего орогена Урала. Три способа субмеридионального растяжения совместимы между собой и могли проявиться взаимосвязанно, каждый в своих рамках. Они не противоречат представлению о субмеридиональном сжатии фундамента.

Глава 11

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НОВЕЙШЕЙ КОЛЛИЗИОННОЙ ДЕФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

11.1. ВНУТРИПЛИТНОЕ ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ

Материал, приведенный в предыдущих разделах, однозначно свидетельствует о том, что новейшая структура платформенной области Юго-Восточной Европы формировалась при существенном участии горизонтальных напряжений, связанных с коллизионными процессами в находящемся южнее сегменте Альпийского пояса. Все крупные внутриплитные разрывы и флексуры имеют ту или иную горизонтальную (взбросовую, сдвиговую или наклонно-сбросовую) компоненту смещения, часто устанавливаемую независимыми способами: данными бурения, сейсморазведки, геологической съемки и анализа регионального структурного рисунка, по особенностям выражения в рельефе и форме в плане дизъюнктивных нарушений и, наконец, по результатам детальных полевых мезотектонических наблюдений в зонах последних.

Разрывы разной кинематики закономерно ориентированы в пространстве: взбросы и надвиги имеют преимущественно субширотное (от запад-северо-западного до восток-северо-восточного) простирание, сбросы – субмеридиональное, а сдвиги – диагональное: северо-восточное (левые) и северо-западное (правые) простирания. При этом ориентировки главных осей деформации, определенные по ориентировке крупных разрывов, увязываются с представлением об идущем с юга давлении: ось главного укорочения простирается субмеридионально, а главного удлинения – субширотно. Преимущественно субмеридиональная ориентировка вектора горизонтального укорочения устанавливается и по данным компьютерного анализа массовых замеров мезоструктур для всей рассматриваемой территории (рис. 105), а постепенная смена с юга на север обстановки горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение (на рис. 105 она выражена, в частности, в общем уменьшении длины вектора в соответствующем направлении) опять же соответствует точке зрения о южном положении источника действовавшего давления.

Наблюдаемые в ряде мест отклонения от вышеуказанного регионального поля напряжений обычно объясняются его дифракцией в силу локальных причин. Например, широтное сжатие Доно-Медведицкой зоны (по макро- и мезотектоническим данным ярче всего выражено для ее южной части – см. рис. 105, внизу) можно объяснить компенсацией широтного же растяжения в Западно-Прикаспийском плиоцен-четвертичном прогибе, напротив наиболее широкой части которого находится эта зона дислокаций. Проявление субширотного сжа-

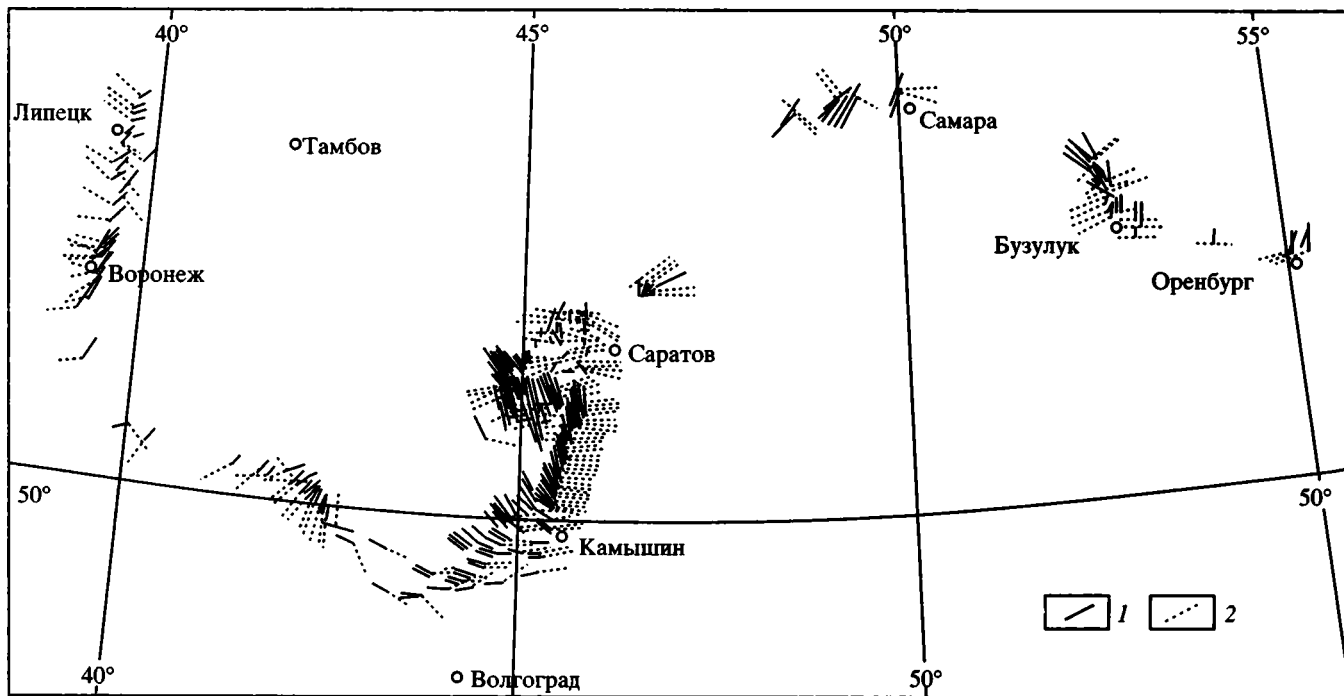


Рис. 105. Карта горизонтальных проекций векторов осей суммарных сколовых деформаций всей платформенной области Юго-Восточной Европы, синтезированная О.И. Гущенко по нашим данным на компьютере (длина вектора обратно пропорциональна наклону от земной поверхности, направление наклона – от точки в основании вектора)
 1 – вектор главного укорочения; 2 – вектор главного удлинения

Fig. 105. Map of horizontal projections of main axes of integrated deformations of southeastern European platform area computed by O.I. Guschenko on the base of our data. Vector length is inversely proportional to axial inclination. The inclination is directed from the point on the vector base

1 – axes of maximal shortening; 2 – axes of maximal lengthening

тия – субмеридионального растяжения на севере Окско-Донского прогиба и в пределах Общего Сырта определяется периферическим положением этих регионов относительно зоны динамического влияния Аравийского индентора, где как раз и должно происходить изменение направления действующих напряжений на 90° (подробнее см. ниже). Кроме того, Общий Сырт соседствует с новейшим Уралом, где сейчас происходит коллизия Центрально-Казахстанского блока, подталкиваемого Индостанским индентором, с Восточно-Европейской платформой. Парадоксальное, на первый взгляд, локальное меридиональное растяжение развивается также поверх превосходно доказанных бурением широтных надвигов (Жигулевский, Елшанско-Сергиевский разрывы), возникших при несомненном сжатии того же направления. Однако это растяжение имеет естественное объяснение, будучи обусловлено постепенным затуханием этих глубинных разрывов вверх – что приводит в действие компенсационную деформацию растяжения поверхностных горизонтов, пассивно облегающих растущий козырек глубинного надвига. Заметим, что во всех перечисленных ситуациях и географических местах аномальные поля деформаций в том или ином соотношении сосуществуют с охарактеризованным выше главным региональным полем деформаций (меридиональное укорочение – широтное или вертикальное удлинение), которое проявляется хотя бы в виде фона, а иногда и гораздо четче.

11.2. РАЗВИТИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ВО ВРЕМЕНИ: КОРРЕЛЯЦИЯ С КАВКАЗОМ И КОПЕТДАГОМ

Следующий серьезный аргумент в пользу единства новейших деформаций коллизионного пояса и находящейся к северу платформенной области – их удивительная синхронность. В наиболее общих чертах ее отмечал еще Н.С. Шатский [1948], однако автор, которому приходилось специально заниматься историей формирования складчатости Копетдага, Кавказа и Южно-Каспийского региона [Копп, 1971, 1979, 1989; Копп, Щерба, 1985, 1998], может добавить сюда и ряд собственных наблюдений.

В результате интенсивной предсреднемиоценовой (штирийской) орогении, по существу, в современном виде оформилась структура Южного и Центрального Копетдага; точно такой же возраст имеет и новейшая деформация Туранской плиты в пределах Мангышлака и Туаркыра. На Большом Кавказе, где все еще сохранялся глубокий бассейн, унаследовавший флишевый трог, эта тектоническая эпоха вызвала только начальное конседиментационное складкообразование, особенно заметно проявившееся в западной части одноименного бассейна, которая захлопнулась раньше восточной²².

Запаздывающий характер новейшей деформации Кавказа отразился и в развитии находящейся напротив него части платформенной области, где штирийская орогения вызвала относительно небольшие деформации. При этом они были сконцентрированы в пределах меридиональной полосы к северу от наиболее древнего Центрального-Западного Кавказа (так называемое Транскавказское поперечное поднятие [Милановский, 1968; Хаин, 1964]), протягивающейся от Ставропольского свода до Среднего Поволжья и верховий Дона. На Скифской плите в это время на месте Кряжа Карпинского начали формироваться новейшее поднятие Сальско-Манычской гряды и обрамляющие его прогибы

²² Скорее всего, это было обусловлено северо-западной траекторией перемещения блоков по более активным правым сдвигам в связи с вращением Аравии против часовой стрелки (см. рис. 6, Б).

(Манычский и Сальский), а на севере возник Окско-Донской поперечный прогиб вместе с приуроченной к нему долиной Палеодона. Весьма вероятно, что тогда же впервые оформилось либо активизировалось и находящееся в той же меридиональной полосе новейшее поднятие Донбасса. Нужно сказать все же, что все эти предсреднемиоценовые движения, захватившие западную часть рассматриваемой территории, носили вступительный характер и не были сравнимы по интенсивности с более поздними (например, предсреднемиоценовый врез Палеодона более чем в два раза уступает предплиоценовому врезу Волги).

Как известно, главная новейшая орогения на Кавказе, особенно Восточном, охватывала конец миоцена–начало плиоцена. Именно эта эпоха оказалась решающей и в формировании основного современного каркаса неоструктуры рассматриваемой платформенной области: главное угловое несогласие повсеместно приурочено к подошвам слоев позднесарматско-раннеплиоценового возраста. При этом в тех местах, где развиты более или менее полные разрезы неогена, удается найти и следы трех проявившихся на Кавказе отдельных фаз внутри рассматриваемого интервала: предверхнесарматской, предпонтической и предплиоценовой. Например, на Скифской плите, где к началу плиоцена, по существу, возникли в современном виде Ставропольский и Сальско-Манычский своды, структурные несогласия фиксируются в подошвах верхнего сармата, понта и нижнеплиоценовой ергенинской свиты. Севернее осадочные отложения верхнего миоцена отсутствуют, и для этой территории можно говорить лишь о преакчагыльском (предпозднеплиоценовом) возрасте главной орогенической фазы. Но ведь аналогичная картина наблюдается и на склонах Кавказа и Западного Копетдага, где в результате последовательного выпадения из разреза всех горизонтов верхнего миоцена–нижнего плиоцена своды складок “запечатываются” в итоге теми же акчагыльскими отложениями. Очевидно, эпоха позднеплиоценового затухания деформаций и выравнивания рельефа была общей как для орогенической области, так и для платформ.

Везде проявились и заключительные движения валахской (раннечетвертичной) фазы. В зависимости от сохранности осадочных образований, по которым она датируется, ее именуют то послепакчагыльской, то послепашеронской, то предхазарской, но важно, что везде – и на Кавказе, и на платформе – она является как бы дополнительной по отношению к главной фазе. Активное новообразование структур в это время шло на востоке рассматриваемой платформенной территории – в сфере влияния Каспийского мегапрогиба, тогда как вся ее западная часть испытывала общее поднятие, сопровождавшееся ростом разрывов.

Таким образом, тектонические фазы, проявившиеся в орогенической и платформенной областях, совпадают не только по уровню, но и по относительной интенсивности. Можно уверенно сказать, что орогенические кривые для обеих областей, хоть и существенно отличаются по амплитуде конкретных пиков, но вместе с тем полностью подобны по характеру ритмического рисунка. Если добавить, что все эти фазы (или эпохи) деформаций совпадают [Копп, 1997] с фазами рифтогенеза и спрединга в Красном море, то в таком аспекте единство орогенеза и горизонтальных движений на платформах и в Альпийско-Гималайском поясе представляется уже не только вполне естественным, но даже и необходимым.

Наконец, важный аргумент в пользу коллизионного происхождения внутриплитных деформаций платформ Юго-Восточной Европы – общность структурного рисунка и кинематики горизонтальных перемещений с таковыми для соседней части Альпийского пояса. Рассмотрим эти особенности подробнее.

11.3. КИНЕМАТИКА ВНУТРИПЛИТНЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Суммарный структурный рисунок рассматриваемой территории складывается из следующих элементов (рис. 106). В ее центре и на западе, напротив Кавказа, присутствует домен субширотных взбросов и надвигов (Кряж Карпинского, Саратовские и Жигулевские дислокации, юг Окско-Донского прогиба, Донбасс). Их количество и протяженность увеличиваются к югу, в сторону Кавказа, тогда как к северу они замещаются субмеридиональными сбросами и реже субширотными. Место между зонами взбросов и сбросов занимают сдвиги. Такое пространственное распределение разрывов разной кинематики, показывающее общее нарастание сжатия к югу, – признак того, что давление было направлено с юга, со стороны коллизионного пояса.

Правые сдвиги, северо-западного простирания, находятся на юге и на самом западе района (Кряж Карпинского, Донбасс, Окско-Донской прогиб). Левые сдвиги, в целом северо-восточного простирания, сгруппированы севернее и восточнее (Поволжье и север Прикаспия); при этом их ориентировка меняется от почти меридиональной на юго-западе до субширотной на востоке – признак того, что ограничиваемый ими Прикаспийский блок должен был испытывать некоторое вращение по часовой стрелке.

Рассмотренный структурный рисунок предполагает следующую геокинематическую интерпретацию (см. рис. 106).

Напротив Аравийского выступа и Кавказа платформенная область Юго-Восточной Европы на новейшем этапе испытала повышенное сжатие, которое реализовалось, во-первых, в поддвиге коры и надвигообразовании прямо напротив зоны давления и, во-вторых, в латеральном выжимании материала из этой зоны к востоку – к Прикаспийской синеклизе и, может быть, к Туранскому коридору между зонами давления Аравии и Индии. Прикаспийский блок в этом поле деформаций выжался к востоку и юго-востоку, с некоторым поворотом по часовой стрелке. Область его отрыва маркируется Западно-Прикаспийским и Окско-Донским новейшими прогибами, образовавшимися в результате субширотного растяжения.

Невозможно не заметить черты сходства новейшего структурного рисунка платформенной области с таковым для Кавказа и всей Периаравийской коллизионной области в целом.

Домены внутриплитных правых и левых сдвигов расположены симметрично относительно меридиональной линии, на юге проецирующейся на Казбекский пережим Большого Кавказа (а дальше – на Аравийский выступ) и, очевидно, маркирующей место наибольшего давления Аравийского индентора в этом пересечении. Легко видеть, что новейшие правые сдвиги Воронежского массива, Донбасса и Кряжа Карпинского надстраивают домен правых сдвигов Западного Кавказа и Анатолии, а новейшие левые сдвиги Поволжья и Прикаспия – домен левых сдвигов Восточного Кавказа и Эльбурса (ср. рис. 2 и 104). Симметрично расходящиеся к северу сдвиги разного знака, образующие так называемый горизонтальный грабен [Копп, 1997], – еще один важный признак южного положения источника действовавшего давления. Более мелкие, также раскрывающиеся к северу горизонтальные грабены описаны выше для Саратовских и Жигулевских дислокаций.

В пределах исследуемой платформенной области эта, в целом симметричная, картина взаимного расположения сдвигов разного знака нарушается, однако, некоторой латеральной асимметрией. Наибольшее сжатие и неотектониче-

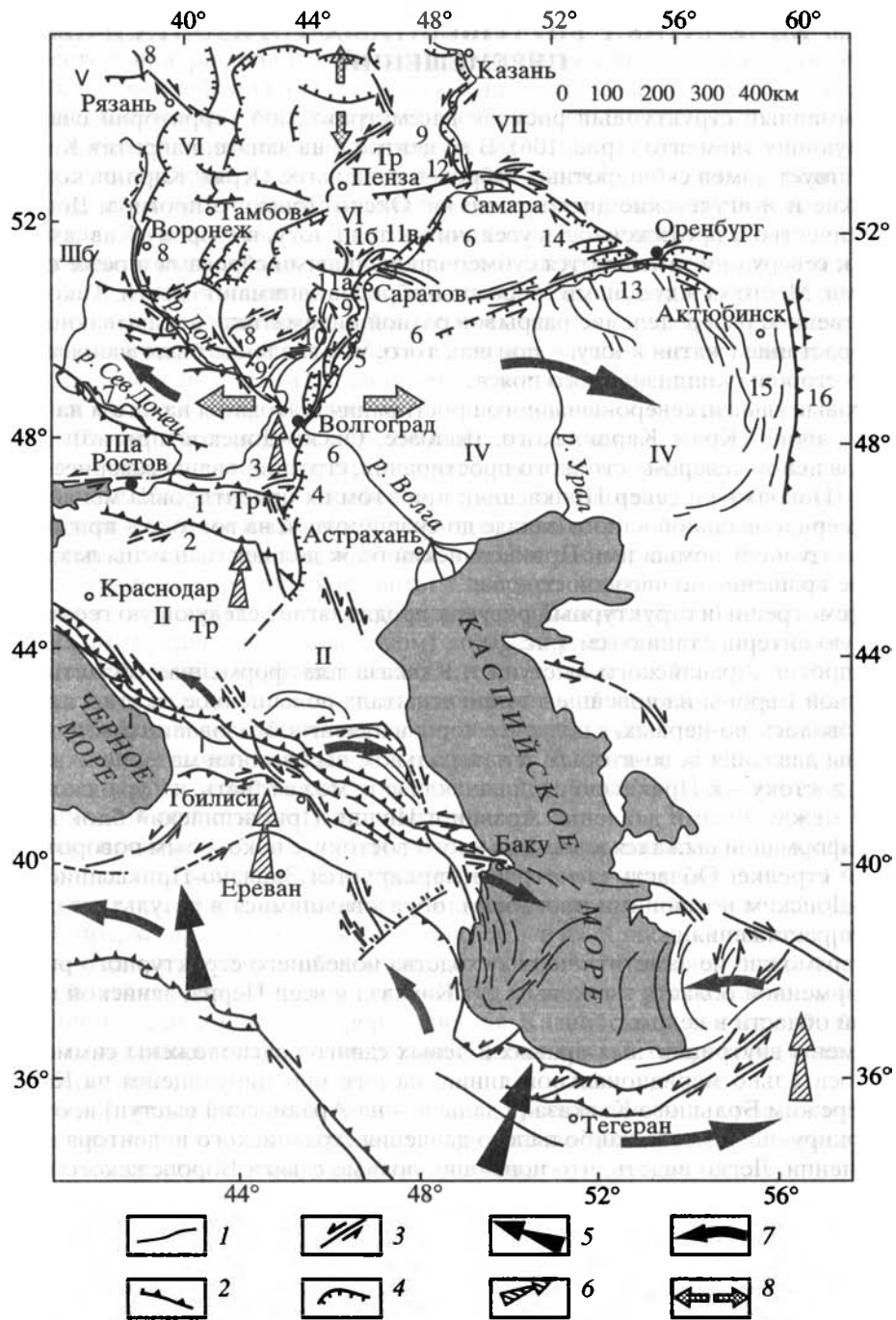


Рис. 106. Геокинематическая карта Каспийского региона для новейшего этапа развития
 1 – мегаскладки и валы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – главное направление давления Аравийской плиты; 6 – локальные участки концентрации давления; 7 – направление латерального выжимания блоков; 8 – направление горизонтального растяжения
 Элементы тектонического районирования (римские цифры): I – вал Шатского; II – Скифская плита; III–VII – Восточно-Европейская платформа; III – Сарматский рифейский щит; Ша – Украинский щит

ский подъем отмечаются на западе, в районе древнего Сарматского щита, а растяжение и прогибание – на востоке, около Прикаспийской синеклизы. Это дает основание предполагать существенную роль изначальных неоднородностей платформенной коры в распределении коллизионных деформаций. Там, где перемещавшиеся с юга на север блоки упирались в мощную кору Украинского щита и Воронежского массива, возникало избыточное сжатие. Там же, где они встречали утоненную кору Прикаспийской синеклизы, сжатие было меньше, и поэтому коллизионное давление реализовалось в преимущественном образовании структур растяжения. Кроме того, охарактеризованная асимметрия поля деформаций предопределила восточную экспозицию крупных сбросовых уступов и создала условия для упомянутого выше латерального выжимания масс к востоку, в сторону Прикаспийского тектонического убежища, а всего Прикаспийского блока — в направлении Туранского коридора между зонами динамического влияния Аравии и Индии. О таком выжимании свидетельствует повсеместная лучшая выраженность левых сдвигов по сравнению с правыми и больший размер их домена, а также широтное сжатие в Актыубинском Приуралье и Мугоджарах (фронтальная часть сдвинутого блока?).

Помимо геокинематической асимметрии, ощущающейся по латерали (в широтном сечении), имеются признаки асимметрии и во фронтальном направлении – по ходу действовавшего давления (т.е. по меридиану). В частности, правые сдвиги несколько больше сконцентрированы на юге рассматриваемой платформенной области (в Донбассе, на Кряже Карпинского, Промысловско-Щубукском валу и, судя по беглому анализу структурного рисунка, на Мангышшлаке), а левые преобладают на севере и северо-востоке. Такая неравномерность расположения сдвигов разного знака уже вряд ли может быть связана с контролирующей ролью древних неоднородностей платформенной коры (ибо правые сдвиги южного домена секут как Скифскую плиту, так и Сарматский щит), и для объяснения этого феномена следует искать какую-то более общую причину. В связи с этим напомним, что нечто подобное (но только в гораздо более крупном масштабе) наблюдается и южнее: правые сдвиги доминируют на юге Периара-

←

(Ростовский выступ), IIIб – Воронежская антеклиз, IV – Прикаспийская синеклиза, V – Московская синеклиза, VI – Пачелмский авлакоген, VII – Серноводско-Абдулинский авлакоген. Внутриплитные новейшие структуры (арабские цифры): 1 – Кряж Карпинского (Сальско-Маньчский свод), 2 – Маньчская надвзбросовая флексура, 3 – Котельниковская гряда, 4 – Ергенинский уступ, 5 – Приволжский уступ, 6 – Западно-Прикаспийский прогиб, 7 – Северо-Донецкий надвиг, 8 – Окско-Донской прогиб, 9 – Приволжское поднятие, 10 – Доно-Медведицкие дислокации, 11 – Саратовские дислокации: 11а – Елшанско-Сергиевская надвзбросовая флексура, 11б – Слепцовская флексура, 11в – Хлебновская флексура, 12 – Жигулевские дислокации и одноименный надвиг, 13 – Оренбургский погребенный новейший надвиг, 14 – свод Общего Сырта, 15 – складчатая зона Актыубинского Приуралья, 16 – Мугоджарский взброс; Тр – Транскавказское поперечное поднятие

Fig. 106. Geokinematic map of the northern Peri-Arabian collisional area for the Recent stage

1 – megafolds and swells; 2 – thrusts and reverse faults; 3 – strike-slip faults; 4 – normal faults; 5 – direction of general pressure of the Arabian Plate; 6 – directions of local pressure; 7 – direction of a lateral escape of blocks; 8 – orientation of horizontal extension

Some ancient intraplate units (latinic figures): I – Shatsky swell; II – Scythian plate; III-VII – East European craton: III – Sarmatian pre-Riphean shield; IIIa – Ukrainian shield (Rostov nose), IIIб – Voronezh anteclise; IV – Peri-Caspian syneclyse, V – Moscovian syneclyse, VI – Pachelma aulacogene, VII – Sernovodsk-Abdulino aulacogene. Intraplate recent strctures (arabic figures): 1 – Karpinsky swell (Sal-Manych recent high), 2 – Manych supra-reverse fault flexure, 3 – Kotel'nikov range, 4 – Ergeni escarpment, 5 – Privolzhsky escarpment, 6 – West Peri-Caspian trough, 7 – North Donets upthrust, 8 – Oka-Don basin, 9 – Privolzhskoe arch, 10 – Don-Medveditsa deformations, 11 – Saratov deformations: 11a – Elshanka-Sergieva supra-reverse fault flexure, 11б – Sleptsovka flexure, 11в – Khlebnovka flexure, 12 – Zhiguli deformations and thrust of the same name, 13 – Orenburg recent buried thrust, 14 – arch of Obschy Syrt, 15 – foldzone of Aktyubinsk Cisuralia, 16 – West Mougodzhary reverse fault; Тр – Transcaucasian transverse swell

вийской коллизионной области, по периметру опоясывая Аравийскую плиту, тогда как количество левых возрастает к северо-востоку (север Ирана, Южный Копетдаг, Восточный Кавказ).

Подобный вариант обособления сдвигов разного знака наряду со спиралевидным характером их рисунка внутри каждого домена позволил автору сделать вывод о некоторой кинематической автономности внутренней и внешней областей индентации, вызванной вращением Аравии против часовой стрелки [Копп, 1991а, 1997; см. также главу 2]. При этом более близкая к индентору внутренняя область поворачивается вместе с ним против часовой стрелки, а более удаленная внешняя – отжимается к востоку (т.е. проявляется своего рода “эффект зубчатой передачи” – когда ведущая шестерня заставляет ведомую вращаться в противоположную сторону, см. рис. 5).

Повторение (разумеется, в более смягченном виде в отношении амплитуд деформации) такого структурного рисунка в пределах платформы показывает, что некоторый дисгармоничный поворот внутренних, т.е. более южных доменов относительно внешних присутствует и здесь. При этом вращение угадывается не только в пространственном обособлении сдвигов разного знака, но и в особенностях их геометрической конфигурации. Например, дугообразный изгиб к северу правых сдвигов на Кряже Карпинского наглядно свидетельствует о противочасовой ротации тех блоков Скифской плиты, которые относительно переместились к северу. Севернее же, в районе Окско-Донского прогиба, конфигурация правых сдвигов становится обратной (выпуклость к юго-востоку – см. рис. 88, 106), и если исходить из того же постулата, согласно которому активно двигаются крылья разрывов и блоки, смещающиеся к северу, то вращение последних должно быть направлено уже по часовой стрелке; то же самое показывает и направленный к северу дугообразный изгиб левосдвиговой зоны Поволжья – Северного Прикаспия. Подобная совместимость направления поворота блоков, ограниченных сдвигами разного знака, является хорошим свидетельством в пользу общего вращения данной части рассматриваемой территории по часовой стрелке.

Таким образом, и по ротации блоков структурный рисунок платформенного региона напоминает таковой для Периаравийской области в целом. Учитывая приведенные выше данные по поводу влияния неоднородностей платформенной коры на избирательный характер проявления сдвигов той или иной сопряженной системы, можно предполагать, что некоторое обособление правых сдвигов на юге (на Кряже Карпинского) связано не только с вращением Аравийской плиты, но и с огибанием блоками жесткого Украинского щита. Не исключено, что перемещение последних к юго-западу, в сторону впадины Черного моря, испытывало меньшее сопротивление.

11.4. ВЛИЯНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ НА ВЕРГЕНТНОСТЬ ВНУТРИПЛИТНЫХ ВЗБРОСОВ И ФЛЕКСУР СЖАТИЯ

Практически все взбросо-надвиги и надвзбросовые флексуры региона имеют субширотное (альпийское) простираение, однако их экспозиция (северная или южная) часто зависит от режима горизонтальных перемещений (см. рис. 106).

Южновергентные, т.е. имеющие южную экспозицию взбросы и надвзбросовые флексуры (Манычская и Котельниковская флексуры, Елшанско-Сергиевский взброс) сконцентрированы в пределах Транскавказского поперечного под-

нятия – прямо напротив Центрального Кавказа. Они находятся во фронтальной части относительно сдвинутого к югу трапецевидного блока, ограниченного на западе и востоке зонами правых и левых сдвигов, и, очевидно, гасят его перемещение. Соседство разрывов такого рода с Кавказом и их одинаковая вергентность с надвигами соответствующего сегмента коллизионного пояса позволяют считать, что скашивание в вертикальной плоскости, инициированное поддвигом Аравийской плиты под Евразию, продолжается далеко на север.

Северовергентные же взбросы и надвзбросовые флексуры локализованы сбоку от центрального трапецевидного блока, принявшего на себя основное давление, – к западу (Северо-Донецкий надвиг, взбросы вдоль южного края Тамбовской впадины Окско-Донского прогиба) или к востоку (Жигулевский и Оренбургский надвиги), причем те и другие отделены от центрального блока сдвигами: первые – правыми, а вторые – левыми. Иными словами, эти структуры находятся в блоках, относительно смещенных к северу.

Во всем этом проявляется еще одно важное сходство со структурным рисунком Альпийского пояса, где аномальная северная вергентность тоже развивается во фронтальной части блоков, сместившихся по сдвигам к северу [Копп, 1997]. Таковы, например, Копетдаг и Западный Понт в масштабе всего пояса, а также Северо-Западный, Восточный и Юго-Восточный Кавказ (северные крылья всех трех) – в масштабе Большого Кавказа. Подобного рода выдвинувшиеся на север (точнее, на северо-запад и северо-восток) блоки всегда находятся сбоку от кульминации главного орогена, в тени давления, и выдвигаются по латерали или косо (с некоторым вращением) в сторону тектонических убежищ.

Можно полагать, однако, что перечень причин, влияющих на экспозицию внутриплитных взбросов, не ограничивается рассмотренными выше (общим скашиванием коры, которое вызвано происходящим южнее поддвигом Аравии к северу, и сдвиговыми перемещениями). В качестве одной из таковых может выступать еще и неодинаковая изначальная толщина платформенной коры, в сочетании с гравитационным заваливанием блоков. В частности, сложно объяснить направленным к северу поддвигом Аравии западную вергентность меридиональных структур сжатия в районе Мугуджар – тогда как подвиг утоненной коры Прикаспийской синеклизы под более мощную кору Урала вполне вероятен (при этом и он, как автор пытается показать, является следствием инициированных коллизией горизонтальных внутриплитных перемещений [Копп, 1999а, б]). Другой пример – “дивергентная” новейшая структура древнего Сарматского щита, с севера и юга сопровождающегося взбросами. Помимо рассмотренных выше соображений о влиянии поддвига Аравии (действие которого можно увидеть в образовании южного, приазовского, новейшего уступа щита) и выдвигании к северо-западу Воронежско-Донецкого блока по правым сдвигам (крутой новейший уступ северного борта щита), здесь можно рассматривать и возможность поддвига под него более тонкой коры Скифской плиты и Московской синеклизы.

Приведенные примеры приводят к интересному выводу: внутриплитная коллизионная деформация может развиваться по тому же закону плотнейшей упаковки пространства, что и сами коллизионные пояса: унаследованные от более ранних фаз деформации участки тонкой и тяжелой коры (в данном случае, синеклизы – своего рода аналоги остаточных океанических бассейнов, закрывающихся во время коллизии) слегка пододвигаются под массивы более плавучей утолщенной коры (щиты и антеклизы – аналоги континентальных фрагментов

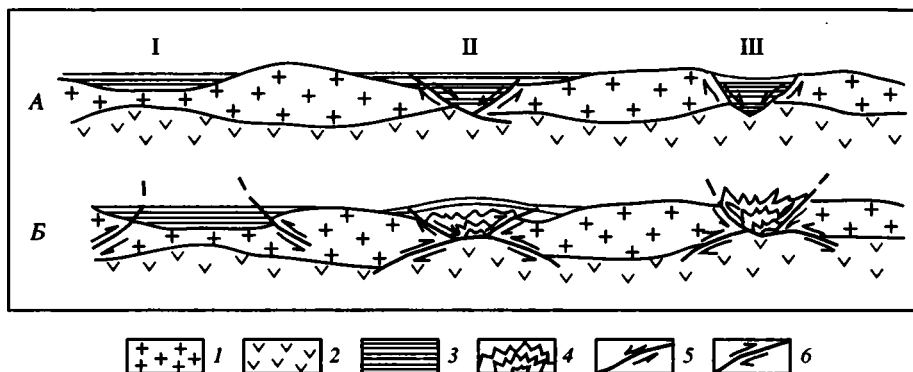


Рис. 107. Зависимость вергентности внутриплитных дислокаций горизонтального сжатия от характера структуры деформируемого субстрата (принципиальная схема, вертикальный разрез)

А – ситуация до деформации сжатия; *Б* – ситуация после деформации сжатия. I–III – типы платформенных бассейнов: I – синеклиза или другая крупная пологая впадина с относительно маломощным чехлом, развившаяся на утоненной коре; II – то же, с погребенным авлакогеном в основании, в совокупности с относительно мощным чехлом; III – авлакоген с относительно мощным чехлом; 1 – верхняя (“гранитная”) кора; 2 – нижняя (“базальтовая”) кора; 3 – осадочный чехол; 4 – смятый чехол; 5 – сбросы; 6 – взбросы и надвиги

Fig. 107. Dependence of vergence of compressional intraplate deformations on a structure of deformed substratum (general scheme, vertical section)

A – before compression; *B* – after compression. I–III – types of platform basins: I – syncline or other gently-sloped thin-covered basin on thin crust, II – the same, with buried basal aulacogene with thick cover, III – aulacogene with thick cover; 1 – upper (“granitic”) crust; 2 – lower (“basaltic”) crust; 3 – sedimental cover; 4 – crumbled sedimental cover; 5 – normal faults; 6 – thrusts

внутри коллизионных поясов); при этом последние в ходе такого поддвига немного выжимаются вверх и воздымаются.

Данное правило относится только к крупным, просто построенным элементам платформенного фундамента ранга антеклиз и синеклиз. Если же на пути действующего горизонтального давления встречается узкий осадочный клин пород сильно повышенной мощности, например, авлакоген (который также, как правило, обладает утоненной корой), то здесь наблюдается обратная картина: смятые осадки последнего надвигаются на соседний жесткий блок – что можно увидеть вдоль краев Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины, Доно-Медведицкой зоны и др. Разные варианты подобного “реологического” контроля вергентности внутриплитных дислокаций показаны на рис. 107.

11.5. ПОЗИЦИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ЕДИНОЙ ДИНАМО-КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОБЛАСТИ ДАВЛЕНИЯ АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ

Подводя промежуточный итог, можно констатировать, что в пользу коллизионного происхождения новейшей деформации платформ Юго-Восточной Европы свидетельствуют следующие факты: 1) новейшие внутриплитные структуры формировались при существенном участии субширотного удлинения и субмеридионального укорочения, как и находящиеся южнее соседние структуры Альпийско-Гималайского коллизионного пояса; при этом укорочение нарастает в

сторону последнего; 2) обладающие разным режимом горизонтального движения крупные домены и блоки платформенной области надстраивают таковые внутренних зон коллизионного пояса, причем и там, и там наблюдаются принципиально сходные геокинематические структурные ансамбли; 3) эпизоды усиления внутриплитного структурообразования строго синхронизируются с фазами раскрытия Красноморского рифта и коллизионной деформации в Кавказско-Копетдагском отрезке Альпийского пояса; 4) внутриплитные структуры сжатия, особенно находящиеся прямо напротив области концентрации предполагаемого давления, как и главные надвиги Тавро-Кавказского пересечения коллизионного пояса, южновергентны, – признак того, что деформация скашивания (простого сдвига) в вертикальной плоскости, инициированная поддвигом Аравийской плиты под Евразию, выходит далеко за рамки собственно коллизионной зоны.

Последний, но при этом весьма существенный аргумент в пользу именно южного источника напряжений – это общая для коллизионного пояса и платформ направленная к северу полярность динамо-кинематических зон, возникающих при индентации.

В ряде работ показано, что в области динамического влияния любого индентора по мере удаления от него сменяются в пространстве зоны проявления следующих стресс-режимов: 1) надвигового, 2) сдвигового и 3) сбросового. Иными словами, сжатие через сдвиг сменяется растяжением. Подобная динамо-кинематическая зональность областей горизонтального внедрения устанавливается путем механического анализа поля напряжений [Tarponnier, Molnar, 1976], кинематических построений [Копп, 1997, 1999а] и компьютерного анализа фокальных механизмов землетрясений [Rebetsky et al., 1997]. Наконец, она легко угадывается и по результатам моделирования процесса горизонтальной индентации [Tarponnier et al., 1986; и др.], хотя сама по себе в этом плане практически не исследовалась.

В Периаравийской коллизионной области последовательная смена перечисленных выше стресс-режимов фиксируется как по структурным особенностям [Копп, 1991а, 1997], так и по результатам изучения фокальных механизмов землетрясений [Jackson, 1992; Jackson, McKenzie, 1984; Rebetsky et al., 1997].

Надвиговый стресс-режим в наиболее полном виде проявился в Тавре и Загросе, где сконцентрированы все основные позднепалеогеновые сутуры океана Неотетис и шарьяжи, связанные с поддвигом Аравии к северу (но зато еще относительно слабо проявлен сдвиг).

Сдвиговый стресс-режим, с выжиманием масс по латерали к коллизионному поясу, концентрируется дальше к северу (север Турции и Ирана, Копетдаг, Большой Кавказ – области, к которым приурочены крупнейшие сдвиги рассматриваемого участка Альпийского пояса). Внутри зоны действия соответствующего поля напряжений-деформаций, хотя и с некоторым трудом, можно выделить (с юга на север) полосы проявления режимов транспрессии²³ (Загрос, юг Восточного Ирана), настоящего сдвига (район Северо-Анатолийского разрыва, сдвиги Северного Ирана и Копетдага) и трансензии (Северо-Западная Анатолия, некоторые районы Восточного Ирана, обрамление Южно-Каспийской впадины).

²³ Региональная картина усложняется тем, что эти режимы часто присутствуют внутри одного отдельно взятого орогена: например, их все, в довольно сложных сочетаниях, можно найти в пределах Большого Кавказа. Иными словами, главная (1-го порядка) динамико-кинетическая зональность усложняется зональностью 2-го порядка.

Сбросовый стресс-режим интенсивно проявился в самой северной полосе коллизионного пояса (северные отроги Кавказа и Копетдага, Южный Каспий), а также на его западной и восточной перифериях (Западная Анатолия, Восточный Иран). В пределах области, наиболее близко расположенной к рассматриваемой нами территории, он представлен сбросами и раздвигами Минераловодского района и моноклинали северного склона Большого Кавказа [Расцветаев, 1989; Расцветаев и др., 1987], уступами рельефа Ставропольского свода и Каспийского побережья [Белоусов, Энман, 1999; Белоусов и др., 2000], сбросами Южно-Каспийской впадины и Западного Копетдага [Копп, 1971, 1989, 1997]. Легко увидеть, что эта, наиболее северная, зона сбросовой тектоники проецируется на рассмотренные в данной книге структуры новейшего растяжения Поволжья, Прикаспия и Окско-Донского района.

В работах [Копп, 1991а, 1997] прогнозировалось, что находящаяся на краю области индентации зона действия сбросового стресс-режима (или, проще, зона периферического растяжения) должна разделяться на две частные зоны, отличающиеся направлением оси растяжения: более близкую к индентору основную зону периферического растяжения, где эта ось ориентирована поперек движению последнего (субширотно, в нашем случае), и более удаленную зону компенсационных растягивающих деформаций, но с растяжением уже вдоль его движения (субмеридиональным). Между этими зонами растягивающая деформация должна носить осесимметричный характер (всестороннее растяжение в горизонтальной плоскости, при котором могут возникать сбросы разных направлений).

Если необходимость и реальность существования первой из этих зон – с субширотным (как и в находящейся рядом зоне сдвигового стресс-режима) направлением оси главного удлинения – вряд ли требует особых комментариев (в рассматриваемом нами регионе в данном поле напряжений сформировались Западно-Прикаспийский и Окско-Донской новейшие раздвиги вместе с составляющими их разрывами), то физический смысл второй из них, где растяжение субмеридиональное, да еще и с перемещением масс навстречу индентору [Копп, 1997], нуждается в разъяснении. Понять его можно только разобрав особенности замыкания латерального оттока материала и утонения литосферы, происходящих при вытеснении материала вбок. Здесь можно представить два варианта.

В первом из них подталкиваемый индентором и раскрывающийся к северу периферический клинораздвиг должен быть снаружи резко ограничен внутриконтинентальным трансформным разломом или иной системой сдвигов – иначе область индентации не сможет замкнуться с внешней стороны. Вероятным выражением такого рода продольной трансформной границы следует считать полосу левых сдвигов, ограничивающих с севера восточный эскейп Прикаспийского блока (см. рис. 106). Эти разрывы, будучи ориентированы на юго-востоке субмеридионально (юг-юго-запад–север-северо-восток), в восточном направлении становятся субширотными, а затем даже восток-юго-восточными, и, таким образом, левосдвиговая зона имеет форму крупной дуги, на значительном отрезке ориентированной широтно, т.е. поперек движению Аравийского индентора.

Во втором варианте, который представляется не менее общим и вероятным, структурное зияние, возникающее за счет субширотного латерального оттока материала, компенсационно нивелируется, по принципу плотнейшей упаковки, посредством притока материала снаружи, в данном случае – с севера (но не с юга, ибо силы, действующие оттуда, способны только усилить тектоническое расчленение периферической области). Компенсационное растяжение такого рода, несколько сглаживая тектонический рельеф зоны латерального оттока

материала, хотя бы частично нейтрализует эффект индентации [Копп, 1997]. Его структурным выражением должны быть субширотные сбросы и раздвиги, причем, учитывая необходимость существования осесимметричного растяжения между данной деформационной зоной и предыдущей, естественно допустить, что переход находящихся южнее субмеридиональных структур растяжения к субширотным осуществляется посредством их постепенного изгиба.

Напомним, что дугообразная конфигурация – характерный атрибут многих сбросов Поволжья и Окско-Донского прогиба. Наиболее крупную дугу составляют сбросы обрамления Прикаспийской впадины: на западе они имеют субмеридиональное простирание (Приволжско-Ергенинский уступ), а на севере – субширотное (Токаревский сброс, Яицко-Оренбургский левый сбросо-сдвиг, сбросы и грабены Общего Сырта). При этом, если субмеридиональное новейшее растяжение в районе Общего Сырта и Актюбинского Приуралья еще можно объяснить независимой причиной – направленным широтным давлением со стороны Урала и Центрально-Казахстанского блока, то такое на севере Окско-Донского прогиба и в Московском регионе, находящихся очень далеко от Урала, можно связать уже только с рассмотренным выше механизмом компенсации латерального оттока материала на периферии области индентации. Помимо упомянутых структур, весьма вероятный элемент строения этой наиболее внешней зоны, замыкающей область динамического влияния Аравии на севере, – субширотные уступы участка правого берега Волги между Нижним Новгородом и Чебоксарами. Хотя последние и не изучались нами в поле, можно уже сейчас отметить, что на цифровых картах рельефа они выглядят как настоящие листрические сбросы, в плане имеющие циркообразную форму.

По мнению автора, оба рассмотренных варианта замыкания латерального оттока на периферии области индентации, хотя и являются альтернативными, принципиально не исключают друг друга и могут проявиться в тех или иных соотношениях совместно – что, в общем-то, неплохо иллюстрируется и всем имеющимся материалом. Если, однако, оставить в стороне связанные с этим дискуссионные вопросы (которые еще ждут дальнейшего изучения), то можно уверенно сказать в целом, что новейшие структуры платформ Юго-Восточной Европы являются естественным продолжением того латерального ряда динамокинематических зон, который начинается у северной кромки Аравийской плиты и охватывает все соответствующее пересечение Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

Данные о растяжении на юго-востоке Русской платформы, кроме всего прочего, дают возможность считать, что на крайнем севере зоны динамического влияния Аравии формируется область коллизионного растяжения наподобие Байкала или Рейнского грабена, только без вулканизма [Копп, 1999a]. Структура, которая замыкала бы соответствующим образом зону влияния Аравийского индентора, не была известна ранее, и в данном смысле полученные результаты восполняют существовавший пробел.

В свете сказанного находящийся на западе этой области более древний (миоценовый) Окско-Донской меридиональный бассейн можно связывать с давлением Аравии в раннем–среднем миоцене, когда она с вращением против часовой стрелки перемещалась к север-северо-западу и когда вал Шатского впервые столкнулся со Скифской плитой в районе Центрального Кавказа [Копп, 1997, 1999a], а более восточный и молодой (плиоцен-четвертичный) Западно-Прикаспийский – с резким разворотом этой плиты к северу на рубеже миоцена–плиоцена.

11.6. СООБРАЖЕНИЯ О ГЛУБИННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ

В соответствии со всеми приведенными выше данными северная граница области воздействия Аравийской плиты на внутриплитную деформацию обрамляющей ее с севера платформенной территории простирается по крайней мере до широты Москвы, Рязани, Нижнего Новгорода и Самары. Возникает естественное недоумение, каким образом альпийская деформация сумела распространиться так далеко на север в тело платформы. Некоторые исследователи полагают, что это в принципе маловероятно и ограничивают область такого, уже очень слабого воздействия только Скифской плитой (Кряж Карпинского и др.) [Короновский, Демина, 1999]. Вместе с тем вопрос этот никем пока по-настоящему не исследовался.

В любом случае, если передача напряжений на такое огромное расстояние теоретически возможна, ясно, что она могла осуществляться только через платформенный фундамент и консолидированную кору в целом. В пользу этого говорит тот факт, что почти для всех рассмотренных регионов геофизическими данными доказано постепенное усложнение структуры сверху вниз. Особенно отчетливо это проявляется для дислокаций Поволжья (см. рис. 67, 75). В Прикаспийской впадине, включая Общий Сырт, присутствует нарушающий эту закономерность фактор в виде высокотекучей толщи кунгурских эвапоритов. Однако возникающее из-за пластического перераспределения последних сильное усложнение глубинной (подсолевой) структуры в надсолевом комплексе и здесь все равно постепенно нивелируется вверх (см. рис. 98, 99). Кроме того, фундамент, как правило, участвует в альпийском структурном рисунке, причем особенно сильно он сжат и приподнят в зонах субширотного простиранья, перпендикулярных действующему давлению (Жигули, Кряж Карпинского).

Еще одно свидетельство глубинности горизонтального сжатия – наблюдаемое противоречие между региональным структурным рисунком и морфологией структур чехла. С одной стороны, структурный рисунок свидетельствует о значительных, до нескольких десятков километров, горизонтальных перемещениях, сопровождаемых расплющиванием пород и вращением сдвигов, с другой – на поверхности мы обычно никаких сдвигов не находим, и их место занимают очень пологие диагональные флексуры (часто вообще без разрыва сплошности) или зоны кулисных брахискладок. Кроме того, в поверхностной трещиноватости преобладают сбросы и раздвиги: они образуют общий фон, который “нарушают” трещины другой кинематики. Примеры изменения характера деформации снизу вверх по разрезу подробно рассмотрены нами для Жигулевских и Саратовских дислокаций и особенно для Общего Сырта.

Очевидно, единственный путь, позволяющий выйти из указанного противоречия, это предположить динамическую расслоенность платформенной коры. Для более образного восприятия того, что мы подразумеваем, можно привести известную метафору У. Черчилля о борьбе бульдогов под ковром. Если “бульдоги”, которые здесь символизируют блоки фундамента, могут передвигаться на значительные дистанции по горизонтали, то тяжелый “ковер”, т.е. платформенный чехол, не испытывает вообще никаких горизонтальных перемещений и только приподымается над тем местом, куда приполз “бульдог”, и соответственно опускается там, откуда он выполз.

Иными словами, на глубине должны существовать поверхности срыва, разграничивающие деформационные этажи. При этом совершенно необязательно,

чтобы эти поверхности протягивались на огромные расстояния: они могут развиваться только на участках концентрации напряжений. И в данном смысле весьма важны неоднократно приводившиеся выше признаки локализации новейшей деформации в зависимости от неоднородностей геологического субстрата: альпийское сжатие концентрируется прежде всего в рифейско-палеозойских авлакогенах, сдвиги приурочены к границам сред разной вязкости, например, к бортам Воронежского и Ростовского выступов фундамента. Тем не менее неоднородности среды контролируют лишь конкретное местоположение структур, но не их региональный ансамбль.

Специальный анализ конкретной глубины погружающегося и затухающего к северу фронта альпийских деформаций – дело будущего. Однако некоторые предварительные факты можно привести уже сейчас.

По результатам определения гипоцентров слабых тектонических землетрясений (магнитуда до 3–4, сотрясаемость до 5–6 баллов), происходящих в пределах Воронежского массива и Поволжья, наиболее активные хрупкие деформации чаще всего происходят на глубинах 5–10 км, что соответствует кровле верхней (более прочной) коры [Белоусов и др., 2001; Никонов и др., 2001; Л.И. Надежка, 2000 г.]. Очевидно, эти гипоцентры маркируют верхнюю кромку корового слоя, в котором концентрируются латеральные стрессы и взаимное проскальзывание субгоризонтальных или слабонаклонных пластин, инициированные направленным к северу давлением Аравийского индентора. Вместе с тем все более редкие высокоэнергетические толчки с магнитудой до 5–6 баллов четко приурочены к гораздо более глубокому (15–18 км) уровню, находящемуся ближе к подошве верхней коры [Л.И. Надежка, 2000 г.]. Возникает впечатление, что именно эти мощные, хотя и более редкие события фиксируют главную поверхность глубинного надвига, тогда как все слабые и поверхностные связаны со смещениями вдоль оперяющих разрывов.

Пространственное распределение землетрясений Воронежского массива хорошо согласуется с планом и кинематикой новейшей структуры региона.

Сопоставление эпицентров с составленной нами ранее структурно-кинематической картой [Копп и др., 2000] показало, что они приблизительно совпадают с линиями наиболее крупных новейших разрывов, ограничивающих Окско-Донской и Западно-Прикаспийский прогибы [Белоусов и др., 2001; Копп и др., 2002б], и тем самым независимо подтверждают реальность существования этих нарушений; на связь эпицентров с дизъюнктивами обратила внимание и Л.И. Надежка (устное сообщение).

Хотя до сих пор какая-либо информация о фокальных механизмах этих сейсмических событий отсутствует, тот факт, что эпицентры приурочены прежде всего к крупным новейшим сдвигам и сбросо-сдвигам [Копп и др., 2002б], указывает на современные горизонтальные напряжения как на главную причину внутриплитной сейсмичности. Данный факт позволяет сделать вывод об унаследованности современного поля напряжений от неотектонического; очевидно, первое, как и второе, было инициировано давлением со стороны Альпийско-Гималайского пояса. При этом, выраженная на поверхности суммарная новейшая деформация характеризовалась гораздо большим разнообразием стресс-режимов (взброс, сдвиг и сброс), тогда как современное сейсмическое (хрупкое) разрушение происходит только в сдвиговом поле напряжений – что, очевидно, связано с его локализацией на глубине.

О том, что альпийская деформация (уже в пластическом виде), связанная с внедрением Аравийской плиты, происходит и на более глубоких уровнях коры, свидетельствуют данные гравиметрии и глубинного сейсмического

зондирования. Например, трансформация аномалий Буге, проведенная по специальной методике адаптивной фильтрации [Popolitov, 2000], выявила наличие резкого регионального минимума меридионального простирания прямо на месте Западно-Прикаспийского новейшего прогиба. По мнению автора указанной работы, гравитирующие массы охватывают значительный по мощности слой коры порядка нескольких десятков километров. Минимумом силы тяжести (в аномалиях Буге) выражен и Окско-Донской новейший прогиб, тогда как в обрамляющих его Приволжской и Среднерусской возвышенностях соответствующее поле характеризуется повышенными значениями (устное сообщение Л.И. Надежки). По данным глубинного сейсмического зондирования под центральной частью Окско-Донского прогиба нижняя кора утоняется в полтора раза по сравнению с его бортами [С.Н. Кошубин, Л.И. Надежка, 2000 г.].

Интересный материал для размышлений о глубинности региональных новейших структур дает анализ объемной сейсмической модели коры и верхней мантии Восточно-Европейского кратона, составленной Г.В. Краснопецовой и Ю.К. Щукиным [2000] с учетом новейших данных. Для рассматриваемой здесь части платформы на опубликованной этими авторами серии структурных карт хорошо видна дисгармония разных слоев земной коры; при этом отмечается и неодинаковое соответствие рельефа и мощности этих слоев разновозрастным платформенным структурам, картируемым по геологическим данным. Любопытно, что наиболее рельефно выраженная у поверхности, привычная для нас структура кровли фундамента, сформировавшаяся в результате рифейского и девонского орогенеза (Украинский щит, Воронежский массив и разделяющие их Днепровско-Донецкий и Пачелмский авлакогены запад-северо-западного простирания), четко проявляется только в наиболее верхнем слое консолидированной коры мощностью до 10–20 км. По мере рассмотрения все более глубоких уровней эта обычная для кровли фундамента делимость запад-северо-западного направления все больше заменяется субмеридиональной, и на уровне нижней коры Украинский щит и Воронежский массив “нарезаются на ломти” субмеридионального простирания, а их столь рельефные около земной поверхности субширотные границы с соседними авлакогенами почти уже не выражены [Краснопецева, Щукин, 2000, рис. 2, 3].

В связи с этим нельзя не отметить, что связанное с субширотным растяжением субмеридиональное расчленение тектонического рельефа (Окско-Донской и Западно-Прикаспийский прогибы, разделенные Приволжским асимметричным горстом) составляет как раз характерную особенность неотектонического этапа. И хотя, разумеется, указанная дисгармония вряд ли может быть исчерпывающим образом объяснена подобным, чисто геометрическим сопоставлением, все же (если последнее хотя бы отчасти справедливо) оно может оказаться признаком того, что фронт напряжений, распространяющийся от зоны альпийской коллизии, сузился и погрузился в пределах платформы до уровня нижней коры, где происходит главное течение материала и другие структурные преобразования. Блоки же более прочной верхней коры выглядят в таком аспекте как реликты древней структуры, которые, как льдины, транспортируются более текучим слоем и испытывают хрупкую деформацию в виде своего рода торошения.

Таким образом, крупные новейшие структуры имеют глубокие корни в литосфере платформенной области. Учитывая их наилучшую выраженность на уровне нижней коры, а также повышенную концентрацию субгоризонтальных отражающих площадок (структур *reflectivity*) в пределах последней [Леонов,

1991; Ю.Н. Кальнов, С.И. Филин и др., 1995 г.], можно заключить, что горизонт хрупких деформаций снизу ограничен подошвой верхнекорового слоя (приблизительно соответствующей разделу Конрада), а основной срыв и течение материала осуществляются вдоль всей нижней коры.

Глава 12

ТРАНСЕВРАЗИЙСКИЙ ПРАВЫЙ СДВИГ ВДОЛЬ ЛИНИИ ТОРНКВИСТА И ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ КИНЕМАТИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ СУБПЛИТЫ В КАЙНОЗОЕ

В предыдущих главах рассматривалась неоген-четвертичная (преимущественно позднемиоцен-четвертичная) структура платформенной области Юго-Восточной Европы, которая развивалась одновременно с перемещением к северу Аравийской плиты, и не только поэтому, но и по другим признакам может быть увязана с воздействием последней. Вместе с тем в пределах той же территории, особенно на юге ее (Донбасс, Северное Приазовье, а также соседний Большой Кавказ) в некоторых местах заметно проявились и более древние – позднеэоцен-олигоценные и даже палеоценовые кайнозойские деформации. Их уже нельзя объяснить прямым давлением Афроаравийского выступа, так как тогда он был отделен от южного края Евразии (Скифской плиты и юга Восточно-Европейской платформы) широкими бассейнами в области современного Большого Кавказа и Закавказья. Для того чтобы разобраться в этом, попробуем привлечь более широкие данные о кайнозойском развитии нынешнего Евразийского континента.

Согласно давней мобилистической традиции, ведущей начало еще от работ Э. Аргана [1935], кайнозойский орогенез Евразии считается результатом внедрения в ее южный край фрагментов Гондваны. Сама Евразийская плита рассматривается при этом как не более чем пассивный и неподвижный объект деформации [Арган, 1935; Копп, 1997; Tarronnieг, Molnar, 1976]. По мнению многих авторов, ее дробление на микроплиты происходит только рядом с конвергентными активными окраинами – в связи с коллизией в Альпийско-Гималайском поясе либо с субдукцией на западе Тихого океана [Зоненшайн, Савостин, 1979; Хаин, 1984; Tarronnieг, Molnar, 1976].

Вместе с тем факт наличия таких заметных внутриплитных структур, как удаленные от краевых подвижных поясов кайнозойские орогены Тимана и Урала, возникшие в середине палеогена, заставляет подозревать, что представление о единстве Евразийской плиты в кайнозое верно лишь в самом первом приближении.

В этой главе делается попытка показать, что эта “условно стабильная Евразия” (как ее часто именуют) на самом деле представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит, которые зарождались у оси спрединга в Северной Атлантике–Арктике, но при этом двигались согласованно с дрейфом фрагментов Гондваны.

12.1. ТРАНСЕВРАЗИЙСКИЙ ПРАВЫЙ СДВИГ

История вопроса. Усомниться в жесткости Евразии заставляет уже само строение океанского ложа (рис. 108): как известно, Северо-Атлантический сегмент оси спрединга возник позже Азорско-Исландского (палеоцен и средний мел соответственно), и это могло вызвать кайнозойский правый сдвиг Восточной Европы (вместе с Сибирью) относительно Западной. Имеется и благоприятная для подобного скольжения зона – линия Тейссейра–Торнквиста (далее – линия Торнквиста), разделявшая среды с разной вязкостью: герциниды Западной Европы, обладавшие в конце мезозоя еще достаточно подвижной корой, и гораздо более консолидированный Восточно-Европейский кратон.

Одним из первых вскользь обратил внимание на возможный правый сдвиг вдоль линии Торнквиста Р. Ван Беммелен в контексте развиваемой им теории геоунаций [Van Bemmelen, 1965]. В. Ярошевский [Jaroszewski, 1972] на основе данных по структуре Свентокшиских гор предположил правостороннее смещение в палеоцене вдоль польского края Восточно-Европейской платформы. В.Е. Хаин [1984] подчеркнул важную роль зоны разломов, пересекающей по диагонали Черное море в направлении Северо-Анатолийского правого сдвига. Одна из ветвей этого, Одесско-Синопского, линеамента трассировалась на разлом Печеняга–Камена в Добрудже, являющийся элементом линии Торнквиста. Кроме того, В.Е. Хаин [1985] обратил внимание на то обстоятельство, что в Атлантике на прямом продолжении данной линии находится Исландско-Фарерский поперечный порог.

Однако впервые всю систему дислокаций, включающую не только собственно линию Торнквиста (в пределах платформы), но и ее продолжение в Альпийском поясе, стал рассматривать в качестве глобального мегасдвига Л.М. Расцветаев [1980]. Правосдвиговая природа этого так называемого Балтийско-Иранского линеамента доказывалась на основе его диагональной ориентировки к Альпийскому поясу, правостороннего смещения северной и южной границ последнего (трактуемого как результат кулисного расположения прогибов) и, наконец, неодинаковой ширины пояса по разные стороны от пересекающего его линеамента.

Хотя эти аргументы имеют довольно общий характер и требуют конкретизации, в целом с ними можно согласиться. Более спорной сейчас выглядит та часть представлений Л.М. Расцветаева, где предполагается очень древнее (мезозойское) заложение правого сдвига: во-первых, подобная датировка противоречит данным о времени коллизии Анатолии с Евразией, которая состоялась только в конце мела [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993] (иными словами, в мезозое еще не полностью сформировалась та среда, которую пересек сдвиг). Во-вторых, она не увязывается со временем начала движения Западной Европы от Азорско-Исландской оси спрединга (рубеж юры–мела), ибо если линия Торнквиста тогда и проявляла себя как сдвиг, то это мог быть только левый сдвиг, что и доказывается рядом исследователей [Bergougnan, Fourquin, 1982; Norling, Bergström, 1987; Okay et al., 1994]. Не очень ясно поведение рассматриваемого линеамента и на наиболее молодой – плиоцен-четвертичной – стадии его развития, так как крупные внутриплитные дислокации этого времени в середине Восточной Европы не известны.

Свою версию природы линии Торнквиста в мезозое–кайнозое выдвинули французские исследователи Турции А. Бергуньян и К. Фуркен [Bergougnan,

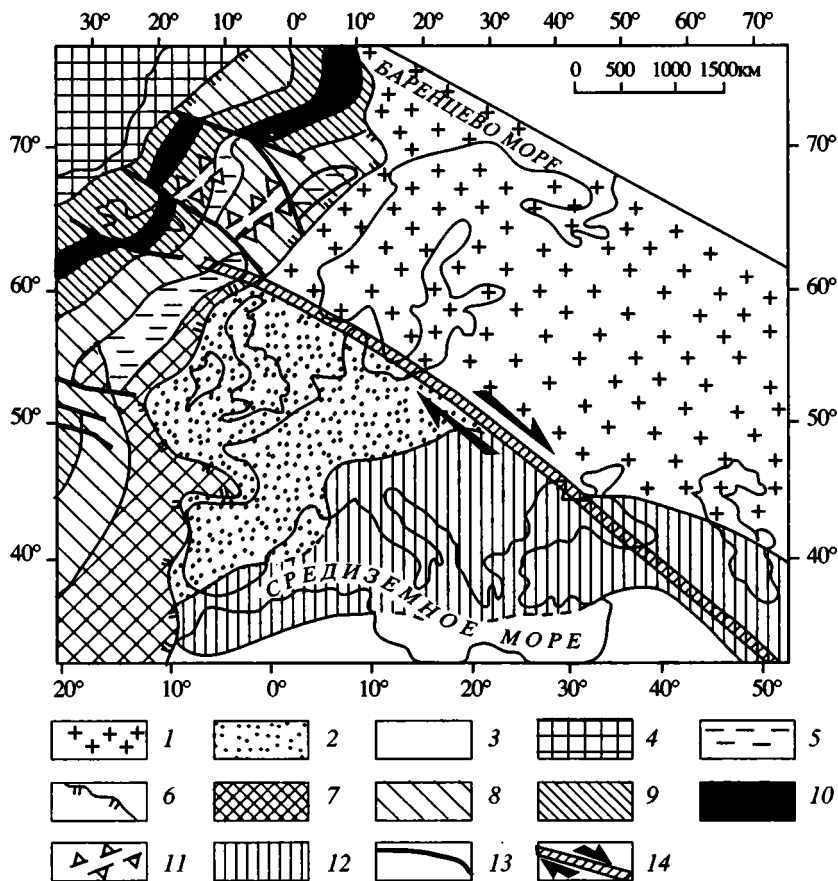


Рис. 108. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста: генеральная диспозиция (геологическая основа взята с Международной тектонической карты Мира, масштаб 1: 45 000 000, 1982 г.)

1-4 – плиты и субплиты: 1 – Восточно-Европейская, 2 – Западно-Европейская, 3 – Афроарабская, 4 – Северо-Американская; 5 – микроконтиненты в пределах океана; 6 – континентальный склон; 7-10 – океаническая кора возраста: 7 – позднемелового, 8 – палеоцен-эоценового, 9 – олигоцен-миоценового, 10 – плиоцен-четвертичного; 11 – отмершие оси спрединга; 12 – Альпийско-Гималайский коллизионный пояс; 13 – трансформные разломы; 14 – Трансевразийский правый сдвиг

Fig. 108. Trans Eurasian dextral shear along the Torsvik-Torquist line: general disposition (geologic base is taken from the International Tectonic Map of the World, scaled 1: 45 000 000, 1982)

1-4 – plates and subplates: 1 – East European, 2 – West European, 3 – Afro-Arabian, 4 – North American; 5 – microcontinents in the ocean; 6 – continental slope; 7-10 – oceanic crust dated by: 7 – Late Cretaceous, 8 – Paleocene-Eocene, 9 – Oligocene-Miocene, 10 – Pliocene-Quaternary; 11 – remnant spreading axes; 12 – Alpine collisional belt; 13 – transform faults; 14 – Trans Eurasian dextral shear

Fourquin, 1982]. Согласно их трактовке, в позднем триасе-юр, во время раскрытия океана Тетис, данная зона (“Мезоевропейский линеемент”) работала как левый сдвиг, свидетельством чего, по мнению этих авторов, служит видимое левостороннее смещение южной границы Восточно-Европейской платформы (Мизийская плита при этом считается ее смещенным западным продолжением) и герцинских зон Балкан, Турции и Кавказа. После ларамийской коллизии Анатолийского блока с Евразией сдвиг претерпел инверсию и стал

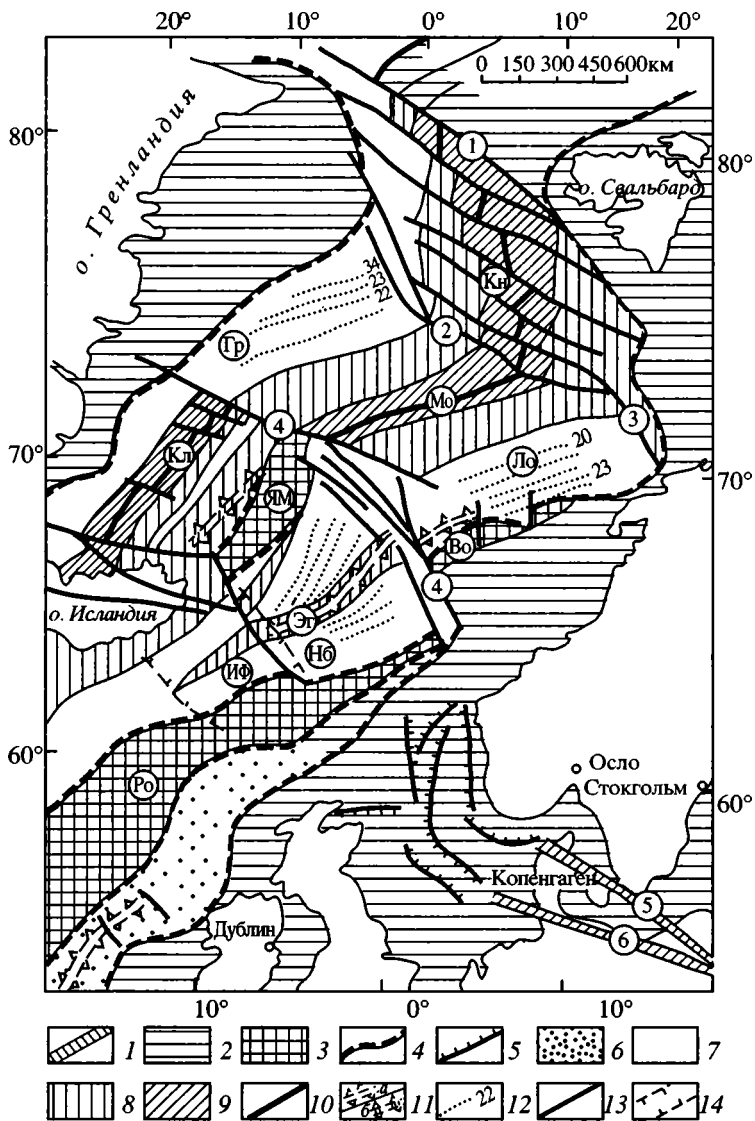


Рис. 109. Строение Северной Атлантики (геологическая основа взята с Международной тектонической карты Мира, масштаб 1:15 000 000, 1981 г.), Международной тектонической карты Европы, масштаб 1:5 000 000, 1998 г. и с [EUGENO-S....., 1988; Max, Ohta, 1988; Muhlre, Ohta, 1988]

1 – разломы зоны линии Торнквиста; 2–5 – континентальная кора: 2 – шельфы Северной Америки и Евразии, 3 – микроконтиненты, 4 – бровка континентального склона и другие уступы, 5 – сбросы на шельфе; 6–9 – океаническая кора возраста: 6 – позднемелового, 7 – палеоцен-эоценового, 8 – олигоцен-миоценового, 9 – плиоцен-четвертичного; 10 – современные оси спрединга; 11 – отмершие оси спрединга возраста: а – позднеэоцен-олигоценного, б – миоценового; 12 – магнитные аномалии; 13 – трансформные разломы; 14 – границы Исландско-Фарерского порога.

Тектонические единицы: Во – микроконтинент Вёринг, Гр – Гренландский бассейн, ИФ – Исландско-Фарерский порог, Кл – спрединговый хребет Кольбейнсей, Кн – спрединговый хребет Книповича, Ло – Лофотенский бассейн, Мо – спрединговый хребет Мона, Нб – Норвежский бассейн, Ро – микроконтинент Рокколл, Эг – брошенный спрединговый хребет Эйгир, ЯМ – микроконтинент Ян Майен. *Разломы (цифры в кружках):* 1 – Шпицберген, 2 – Гренландия, 3 – Сенья, 4 – Ян Майен, 5 – линия Зоргенфрея – Торнквиста, 6 – линия Торнквиста (главная ветвь)

уже правым, что доказывается смещением фациальных зон Понта. Наконец, уже на неотектонической стадии развития южная часть линеймента была использована Северо-Анатолийским разломом, тогда как северная потеряла свою активность.

Автор обратил внимание на связь палеогенового правого сдвига вдоль линии Торнквиста с начавшимся в палеоцене отодвиганием Восточной Европы от Гренландии [Копп, 1996]. Соответственно линия Торнквиста трактуется мною как внутриконтинентальное продолжение океанического трансформного разлома, берущего начало около зоны спрединга. Были рассмотрены [Копп, 1996] дополнительные аргументы в пользу правого сдвига. Для того чтобы подчеркнуть сквозной характер и исключительную роль последнего в развитии Евразийской плиты (обычно считающейся монолитной), он был назван Трансевразийским.

Рассмотрим подробнее кайнозойскую историю Трансевразийского сдвига, при этом ограничимся главным образом палеоген-раннемиоценовой стадией его развития, для которой в наибольшей степени, по нашему мнению, очевиден правый сдвиг. Помимо того, попытаемся проанализировать вопрос о границах Восточно-Европейской субплиты и предложим гипотезу, объясняющую причины ее самостоятельного перемещения к юго-востоку.

Рассматриваемый трансформный разлом протягивается на расстояние около 8000 км от Исландии до Загроса. Он ориентирован в целом с северо-запада (310°) на юго-восток (130°), с очень пологой выпуклостью к юго-западу. Рассмотрим строение зоны сдвига для трех его главных отрезков.

Исландско-Фарерский сегмент. На самом северо-западе Европы линия Торнквиста разветвляется на два крупных шва: собственно линию Торнквиста и линию Зоргенфрея–Торнквиста [EUGENO-S Working Group, 1988]. Первая из них трассируется на Фарерско-Исландский порог (базальтовый щит, развивавшийся с начала палеогена), а вторую можно проследить до разлома Ян Майен (рис. 109). Особо обращают на себя внимание резкие правосторонние смещения поднятия Роколл и Фарерско-Шетландского трога. Примерно в этой же полосе происходит быстрое выклинивание верхнемеловой океанической коры, принадлежащей Западно-Европейской котловине и трогу Роколл. Находящаяся к северо-западу Норвежская впадина подстилается уже корой палеоцен-эоценового возраста.

Важно отметить резкое, уникальное для всей этой зоны спрединга в целом изменение поперечного профиля Северной Атлантики к северо-востоку от линии сдвига. Он здесь резко асимметричен: современная ось спрединга, выраженная хребтом Кольбейнсей, прижата к гренландскому берегу – настолько, что в

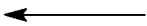


Fig. 109. The structure of North Atlantic (geologic base is taken from the International Tectonic Map of the World, scaled 1 : 15 000 000, 1981; the International Tectonic Map of Europe, scaled 1 : 5 000 000, 1998; and [EUGENO-S..., 1988; Max, Ohta, 1988; Myrhe, Ohta, 1988])

1 – faults of the Tesseire-Tornquist line zone; 2–5 – continental crust: 2 – North American and Eurasian shelves, 3 – microcontinents, 4 – continental slope edge, 5 – normal faults in shelves; 6–9 – oceanic crust, dated by: 6 – Late Cretaceous, 7 – Paleocene-Eocene, 8 – Oligocene-Miocene, 9 – Pliocene-Quaternary; 10 – recent spreading axes; 11 – extinct spreading axes dated by: a – Late Eocene-Oligocene, b – Miocene; 12 – magnetic anomalies; 13 – transform faults; 14 – the Icelandic-Faeroes threshold boundaries.

Tectonic units (abbreviations): Bo – Vering microcontinent, Гр – Greenland basin, ИФ – Icelandic-Farar threshold, Кл – the Colbeinsey spreading ridge, Кн – the Knipovich spreading ridge, Ло – the Lofoten basin, Нб – the Norway basin, Ро – the Rockoll microcontinent, Эр – the Aegir remnant spreading ridge, ЯМ – the Jan Mayen microcontinent. *Faults (encircle figures):* 1 – Spitsbergen; 2 – Greenland; 3 – Senia; 4 – Jan Mayen; 5 – the Zorgenfrei-Tornquist line; 6 – the Tesseire-Tornquist line (main branch)

данном месте даже полностью редуцирована зона палеоцен-эоценовой коры. Данную ситуацию можно назвать трансгрессивной – ось спрединга наступает на континент. На противоположной стороне рифта, примыкающей к Скандинавии, картина обратная: склон основного хребта растянут и осложнен несколькими брошенными хребтами (Эйгир, Ян Майен и др.), возраст которых омолаживается от олигоцена до позднего миоцена в сторону современной оси спрединга. Иными словами, в течение палеоген-миоценового времени ось рифта не раз скачкообразно отступала от Скандинавского края шельфа (регрессивная ситуация спрединга). Здесь, следовательно, аномально увеличивалась скорость наращивания коры Евразии, что в свою очередь требовало пространства. Разумеется, вышеохарактеризованная асимметрия могла быть создана и за счет обратного отодвигания самой оси спрединга (и Гренландии) от Восточно-Европейской платформы. Тем не менее исключать возможность дрейфа именно последней (относительно остальной части Евразийской плиты) все-таки нельзя, и здесь хотелось бы оставить знак вопроса.

К северу от трансформного разлома Ян Майен поперечный профиль Северной Атлантики выравнивается, однако ось спрединга (хр. Мона), равно как и все магнитные аномалии, смещена вправо (т.е. к юго-востоку в блоке Гренландского моря – Лофотенского бассейна) с амплитудой 350–400 км. Это обстоятельство, а также весьма выразительный изгиб разлома Ян Майен к северо-востоку, позволяющий проследить его вплоть до Норвежского желоба (т.е., по существу, до соединения с линией Торнквиста), дают основание считать его ответвлением последней.

Если высказанные соображения верны, мы получаем важное подтверждение правосдвигового характера разлома Ян Майен к востоку от оси спрединга. В связи с этим становится понятным отклонение на 30° (до восток-северо-восточной ориентировки) направления хр. Мона от общего север-северо-восточного простираения рифтовой зоны, фиксируемого к югу от разлома Ян Майен. Если последний является правым сдвигом, то его северо-восточное крыло при наличии такого изгиба линии сместителя должно испытывать вращение по часовой стрелке. Соответственно повернется в этом же направлении и прилегающая часть Восточно-Европейской платформы.

Среднеевропейский сегмент. На самом его северо-западе (шведско-датский отрезок) отмечается кулисное расположение прогибов, которое может указывать на левый сдвиг в мезозое и на правый – в кайнозое, на стадии инверсии и некоторого сжатия [Liboriussen et al., 1987; Norling, Bergström, 1987]. На остальной части этого сегмента линии Торнквиста развивался глубокий линейный прогиб – Польский авлакоген, или “Польская борозда”. В субгерцинскую, но особенно в ларамийскую эпохи прогиб инверсировал и подвергся сжатию [Ziegler, 1987], и на его месте образовался (в существенной мере за счет галокинеза) Куяво-Поморский вал. Деформации начались в позднем мелу, но пика достигли в маастрихте–палеоцене [EUGENO-S..., 1988; Jaroszewski, 1972; Ziegler, 1987], что совпадает с началом отодвигания Северной Евразии от Гренландии.

Вместе с тем из-за широкого распространения недеформированного неоген-четвертичного чехла доказательств самого правого сдвига не так уж много, и все они относятся только к району вышеупомянутых Свентокшских гор, где доказано [Jaroszewski, 1972] эшелонированное расположение флексур, сбросов и брахискладок (рис. 110), а также присутствие поперечных присдвиговых структур сжатия около линий разломов. В районе Свентокшских гор дислоцирова-

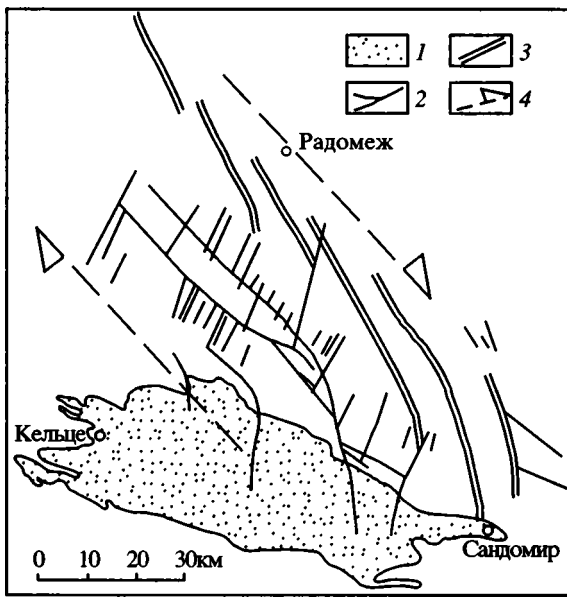


Рис. 110. Система сдвигов и сбросо-сдвигов в северном мезозойском обрамлении Свентокшиских гор, образовавшаяся предположительно в результате сдвигового смещения в фундаменте [Jaroszewski, 1972]

1 – Свентокшиский палеозойский массив; 2 – более крупные разрывные смещения в пермо-мезозойском чехле; 3 – флексурно-сбросовые зоны; 4 – направление регионального сдвига

Fig. 110. System of strike-slip faults and normal faults with a strike-slip component in northern Mesozoic fringing of Świętokrzyskich Hills, assumably formed due to shear displacement in the basement [Jaroszewsky, 1972]

1 – Swietokrzyskich Paleozoic massif; 2 – major fault displacements in the Permian-Mesozoic cover; 3 – the platformal flexures; 4 – direction of regional shear

ны все отложения чехла вплоть до палеоцена. По аналогии с более северными участками Куяво-Поморского вала естественно полагать, что главные движения здесь произошли в маастрихте–палеоцене [EUGENO-S..., 1988; Jaroszewski, 1972; Ziegler, 1987].

Далее к югу линия Торнквиста перекрыта Карпатским фронтом шарьяжей, надвинувшихся в миоцене.

Добруджа-Загросский сегмент, весьма интенсивно развивавшийся в кайнозое, предоставляет гораздо больше возможностей для выяснения природы рассматриваемого линеамента. Можно привести четыре аргумента в пользу правосдвигового смещения .

1. Структура дна Черного моря. На продолжении линии Торнквиста здесь находится Центрально-Черноморское линейное поднятие (или вал Андрусова), рис. 111. Сразу бросаются в глаза отличия структуры и возраста разделяемых им Западно- и Восточно-Черноморской впадин (мощность осадков 15 и 10 км соответственно). Западная впадина подстилается, по существу, океанической корой и, по мнению некоторых исследователей [Шрейдер и др., 1997; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995], является здесь наиболее древней – апт-сеноманской. Для Восточной – с корой переходного типа – общепризнано, что она сильно углубилась на рубеже мела и палеоцена [Артюшков и др., 1979; Тектоника..., 1985; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995]. Если принять эти датировки, то ока-

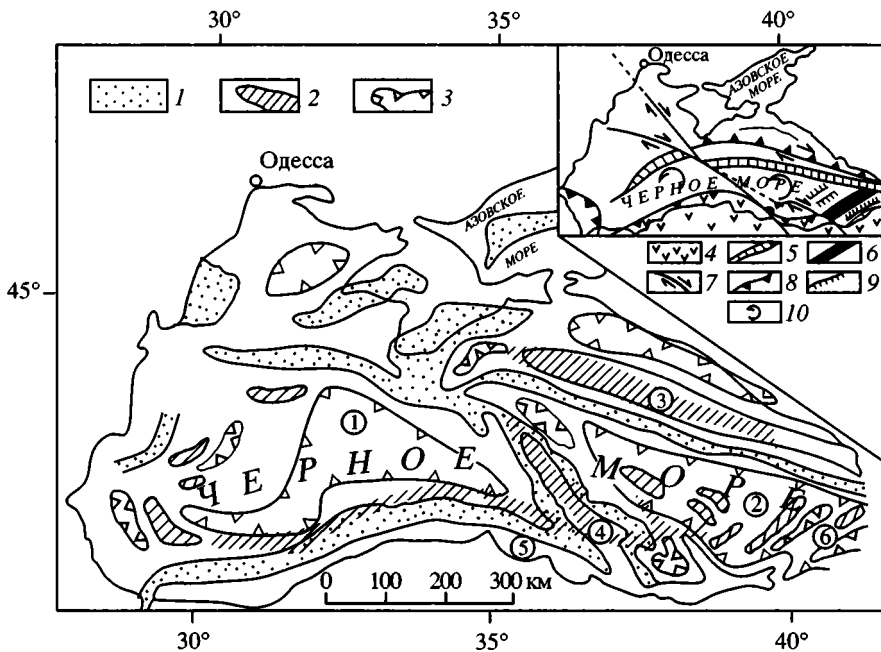


Рис. 111. Структурная карта Черного моря (составлена с использованием данных [Артюшков и др., 1979; Тектоника..., 1985; Finetti et al., 1988]). На врезке – палеогеодинамическая схема для палеогена

1 – склоны и гребни подводных хребтов, лишенные осадконакопления (подводные уступы); 2–3 – конседиментационные морфоструктуры (2 – положительные, 3 – отрицательные); 4 – меловая островная дуга; 5–6 – ось тыловодужного бассейна (5 – для мела и 6 – для палеогена); 7 – сдвиги; 8 – надвиги и взбросы; 9 – сбросы; 10 – направление вращения блоков. Цифры в кружках: 1 – Западно-Черноморская впадина, 2 – Восточно-Черноморская впадина, 3 – вал Шатского, 4 – вал Андрусова, 5 – складчатая система Понта; 6 – западное продолжение Аджаро-Триалетской складчатой системы

Fig. 111. Structural Map of the Black Sea (compiled from data of [Артюшков и др., 1979; Тектоника..., 1985; Finetti et al., 1988]). The inset map shows the Paleogene paleogeodynamic situation

1 – slopes and crests of submarine ridges devoid of sedimentation (submarine scarps); 2–3 – synsedimentary morphostructures: positive (2) and negative (3); 4 – Cretaceous island arc; 5–6 – the back-arc basin axis in Cretaceous (5) and Paleogene (6); 7 – strike-slip faults; 8 – thrusts and reverse faults; 9 – normal faults; 10 – direction of block rotation. Names of above morphostructures (encircle figures): 1 – Western Black Sea basin, 2 – Eastern Black Sea basin, 3 – Shatsky swell, 4 – Andrussov swell, 5 – the Pontian foldbelt, 6 – western continuation of the Adzharo-Trialetian rift

жется, что проседание каждой впадины строго совпадает с началом движения Западно-Европейской и Восточноевропейско-Азиатской сублит от центров спрединга в Атлантике.

Природа утонения коры понимается по-разному [Артюшков и др., 1979; Шрейдер и др., 1997; Тектоника..., 1985; Finetti et al., 1988]; более аргументированной представляется рифтогенная концепция [Шрейдер и др., 1997; Finetti et al., 1988; Robinson et al., 1995], ибо она лучше увязывается с региональной ситуацией (логично считать Черное море тыловым бассейном Понт-Малокавказской меловой островной дуги [Зоненшайн и др., 1987]) и, кроме того, находит подтверждение в наличии листрических сбросов, зафиксированных [Finetti et al., 1988] на сейсмопрофилях. Исследователи, придерживающиеся данной точки зрения, пытаются объяснить неодинаковую степень растяжения западной и восточной частей бассейна более молодым возрастом послед-

ней [Шрейдер и др., 1997; Finetti et al., 1988]. По их мнению, в западной котловине рифтогенез начался в конце раннего мела, а в восточной – в конце позднего мела.

Однако если встать на точку зрения, что обе впадины возникли одновременно в конце мела–палеоцене [Тектоника..., 1985], то и в этом случае нельзя обойтись без сдвига, если учесть особенности структурного рисунка (см. рис. 111). На востоке Черного моря развиты конседиментационные морфоструктуры двух направлений: северо-западного и северо-восточного. Обратим внимание на то, что последние более короткие и упираются в морфоструктуры первой из вышеназванных систем, которые, следовательно, разделяют участки с разным стилем тектонического рельефа и в этом смысле ведут себя как сдвиги.

Если след за [Finetti et al., 1988] считать, что все уступы на востоке Черного моря образованы сбросами, то тогда сразу возникает вопрос: как такие пересекающиеся системы могли сформироваться в едином поле напряжений? Скорее всего, они разновозрастны, и в связи с этим характерно, что густота морфоструктур северо-восточного простирания возрастает к ориентированному точно так же Аджаро-Триалетскому рифту, образовавшемуся в палеоцене. Учитывая, что сбросовые уступы северо-западного простирания возникли в конце раннего мела [Finetti et al., 1988], следует полагать, что в начале палеогена ось растяжения на востоке Черного моря развернулась на 90° по сравнению с ее ориентировкой в мелу и, значит, линеаменты северо-западного простирания в начале кайнозоя должны были вести себя как сдвиги или трансформные разломы. Характерно, что они ориентированы вдоль траектории движения Европы в палеогене.

2. Палеогеновый вулканизм. Область интенсивного палеогенового (в основном эоценового) вулканизма в Иране, Афганистане и Закавказье на юго-западе резко ограничена рассматриваемым линеаментом (рис. 112). Проявления вулканизма по другую сторону последнего – в Западном Понте, Болгарии и Греции – локализованы в узкой зоне и по совокупному объему их никак нельзя сравнить с таковыми в пределах вышеназванного огромного ареала. Здесь, таким образом, открывается возможность объяснить интриговавшую исследователей [Короновский, 1980; Милановский, Короновский, 1973; Adamija et al., 1977] локализацию эоценового вулканизма дифференциальным смещением Восточной Европы относительно Западной. Линия Торнквиста в данном контексте выглядит как трансформный разлом типа континент–дуга.

Геотектоническая позиция эоценовых вулканитов довольно сложная: здесь имеются и типично субдукционные фации, и рифтогенные [Зоненшайн и др., 1987; Карякин, 1989; Короновский, 1980; Милановский, Короновский, 1973; Adamija et al., 1977]. В целом, однако, мы не очень погрешим против истины, если определим этот вулканизм как окраинно-материковый, возникший в обстановках субдукции и коллизии. Характерно при этом, что, согласно [Короновский, 1980; Adamija et al., 1977], субдукционные фации тяготеют к южной окраине вулканического пояса (Армения, Загрос, Макран), а рифтогенные – к северной (Аджаро-Триалетия, Талыш, север Ирана). Можно, таким образом, наметить своего рода область тылового растяжения.

Если рассматривать меловой вулканизм Понта и Малого Кавказа и палеогеновый вулканизм Закавказья и Ирана как элементы общеевразийской зоны субдукции, то легко заметить смещение ареала второго из них к югу и востоку. Смещение к югу еще можно объяснить блокировкой зоны субдукции из-за причленения Анатолии к Евразии, однако его перескок к востоку с этим связывать

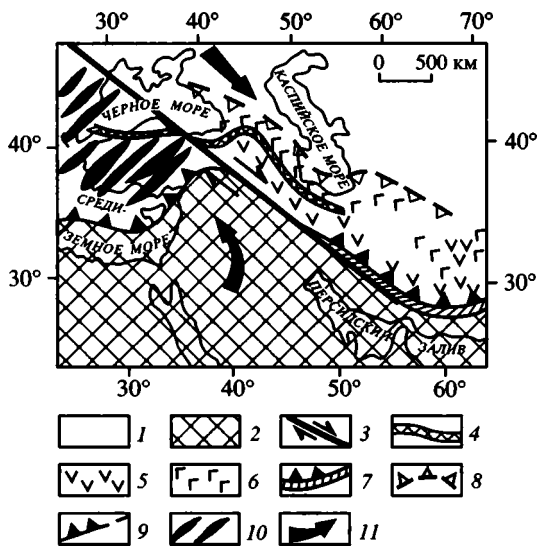


Рис. 112. Палеогеодинамическая схема для палеогена Анатолийско-Иранского региона

1 – Восточноевропейско-Азиатская субплита; 2 – Афроаравийская плита; 3 – Трансевразийский правый сдвиг; 4 – меловая островная дуга; 5 – известково-щелочные вулканиды субдукционного (островодужного и окраинно-материкового) происхождения; 6 – щелочно-базальтовые вулканиды рифтового (тыловодужного?) происхождения; 7 – зона В-субдукции; 8 – предполагаемая зона А-субдукции; 9 – зона покровов; 10 – область горизонтального сжатия, складко- и покровообразования пиренейской и савской фаз; 11 – направление перемещения плит

Fig. 112. Paleogeodynamic scheme for the Anatolian-Iranian region in the Paleogene

1 – East-European-Asian subplate; 2 – Afro-Arabian plate; 3 – Trans Eurasian dextral shear; 4 – Cretaceous island arc; 5 – calcareous-alkaline volcanics of the subduction type; 6 – alkaline basaltic volcanics of the rift (back-arc?) type; 7 – the B-subduction zone; 8 – the A-subduction tentative zone; 9 – nappes; 10 – area of horizontal compression, folding and nappe-formation of Pyrenean and Savic orogenies; 11 – direction of plate movement

volcanics of the rift (back-arc?) type; 7 – the B-subduction zone; 8 – the A-subduction tentative zone; 9 – nappes; 10 – area of horizontal compression, folding and nappe-formation of Pyrenean and Savic orogenies; 11 – direction of plate movement

уже нельзя, ибо Иран с триаса принадлежит Евразии [Зоненшайн и др., 1987]. Так что и здесь вряд ли можно обойтись без допущения некоторой активизации той части Евразии, которая находилась к востоку от линии Торнквиста.

3. Возраст покровно-складчатых деформаций. Обширная часть Альпийско-Гималайского пояса к юго-западу от линии предполагаемого сдвига в течение всего палеогена, а особенно начиная с позднего эоцена–олигоцена находилась в обстановке интенсивного сжатия, покрово- и складкообразования. К северо-востоку же от линии предполагаемого сдвига, если не считать широкомасштабной обдукции офиолитов на рубеже мела и палеогена, сильное сжатие в палеогене не зафиксировано. Исключение составляет только Малый Кавказ, современная структура которого была сформирована в позднем эоцене–олигоцене [Милановский, Хаин, 1963; Хаин, 1984] – очевидно, в связи с тем, что он находился ближе всего к области столкновения Афроаравийского выступа с Евразией [Копп, 1997]. Современная структура Большого Кавказа, Копетдага и почти всего Ирана начала формироваться только в миоцене [Копп, 1997; Хаин, 1984]. В течение же большей части палеогена на всей этой территории господствовала обстановка субдукционного вулканизма и ассоциирующего с ним задугового рифтинга.

Следует отметить, правда, что во второй половине палеогена на Большом Кавказе и в Закавказье шло постепенное закрытие остаточных бассейнов, сопровождавшееся около их бортов формированием олистостромов и надвигов [Копп, 1991; Копп, Щерба, 1998; Леонов, 1975]. Однако по масштабам эти явления никак не могут быть сопоставлены с тем, что происходило тогда на Балканах, в Альпах и в Турции. Специальное изучение возраста складчатости Большого Кавказа [Копп, 1991; Копп, 1997; Копп, Щерба, 1998] показало, что сильного сжатия в палеогене здесь все-таки не было. Условия для него создались лишь в неогене, после коллизии вала Шатского со Скифской плитой, и основное смятие произошло только в конце миоцена–квартера.

4. Правосторонние смещения структурных зон вдоль Трансевразийского сдвига отмечаются во многих работах для Загроса; по данным геофизики и по особенностям структурного рисунка они предполагаются и для зоны разломов западного шельфа Крыма, смещающих изопахиты олигоцена–неогена [Finetti et al., 1988]. К сожалению, однако, для всех этих мест указывается позднемиоцен-четвертичный возраст правого сдвига, а о палеогеновых смещениях данных попросту нет.

В этом смысле чрезвычайно ценны данные французских исследователей по Понту, где отмечено правостороннее смещение палеотектонических единиц [Bergougnan, Fourquin, 1982]: зоны вулканитов мела Внешних Понтид и находящейся южнее зоны вулканогенного флиша лейаса в фации Грестен. Точных данных о времени деформации здесь также нет, однако она имела место заведомо до смещений по Северо-Анатолийскому разлому, начавшихся в позднем миоцене, и, разумеется, после позднего мела. Можно предполагать, что сдвиг произошел сразу после коллизии Анатолии с Евразией на рубеже мела и палеогена, одновременно с углублением Восточно-Черноморской впадины, и дополнительно обновился в позднем эоцене–олигоцене в результате столкновения с Евразией Афроаравийского выступа.

Попытка синтеза. В конце мела, когда продвижение Западной Европы от Атлантики было заблокировано коллизией с Анатолией и Апулией, активная роль в Атлантической системе спрединга перешла к блоку Восточной Европы–Азии, который пока еще имел выход к океану Тетис. Вдоль края новой субплиты сформировалась фронтальная зона субдукции – за счет перескока к юго-востоку главной общеевразийской зоны. Трансевразийский правый сдвиг, унаследовавший линию Торнквиста, замыкал движение субплиты на юго-западе, и по нему была смещена отмершая меловая дуга Понта–Малого Кавказа.

На рубеже эоцена–олигоцена, когда перемещавшаяся вначале к северу Афроаравия коснулась Восточной Европы, она резко отклонилась к северо-западу [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993]. Весьма вероятно, что это было связано с наличием препятствия на севере, вызванного юго-восточным дрейфом Восточно-Европейской субплиты (тогда как к северо-западу все еще сохранялись глубокие бассейны в области Анатолии, Балкан и Альп). В результате вся Западная Европа, продолжавшая медленно двигаться к восток-юго-востоку, оказалась в обстановке гиперкомпрессии (пиренейская и савская фазы складчатости – см. рис. 112). К востоку же от Трансевразийского сдвига пространства было предостаточно, и там перемещение Восточной Европы по-прежнему реализовывалось в свободном надвигании, сопровождавшемся субдукционным и рифтогенным магматизмом.

Очевидно, усиленное сжатие Западной Европы не могло существовать безгранично долго и в конце концов “заякорило” продвижение к северо-западу Афро-Аравии. Гораздо больше свободного места в конце палеогена оказалось к северу от последней – новообразованные в эоцене тыловодужные прогибы, испытывавшие пострифтовое погружение в олигоцене, и, кроме того, реликтовый бассейн Черного моря–Большого Кавказа. Наличие на севере глубокого геодинамического убежища с утоненной корой и одновременное закрытие океана Тетис предопределили в конце миоцена очередное изменение траектории Аравии, сопровождавшееся ее отколом от Африки; теперь она опять стала двигаться строго к северу [Зоненшайн и др., 1987; Atlas Tethys, 1993].

Направленное к северу быстрое перемещение Аравии, сопровождавшееся захлопыванием остаточных бассейнов на Кавказе и в Иране, должно было в конце концов заблокировать движение Восточной Европы. Очевидно, этим

объясняется потеря в неогене праводвиговой активности у главной – европейской – части линии Торнквиста, а также у некоторых ее отрезков в Альпийском поясе (например, вал Андрусова). Те сегменты палеогенового сдвига, которые оказались в поле действия интенсивных позднеальпийских деформаций роданской и валахской фаз (разломы Крыма и Западного Кавказа, Загросский разлом), сохраняют свою активность вплоть до настоящего времени.

12.2. ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА ПЛЮС АЗИЯ ИЛИ ТОЛЬКО ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА? (ОБСУЖДЕНИЕ ВОПРОСА ОБ ОСТАЛЬНЫХ ГРАНИЦАХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ СУБПЛИТЫ)

Постановка проблемы. Вышеприведенный материал показывает, что в составе Евразийской плиты на мел-кайнозойской стадии развития можно выделить по крайней мере две части, различавшиеся режимом горизонтальных перемещений: Западно-Европейскую и Восточноевропейско-Азиатскую. Первая из них активно перемещалась к восток-юго-востоку в начале–середине мела, будучи ограничена на юго-западе Вардарской офиолитовой зоной. Во всяком случае, именно к последней прислонена зона субдукции Евразийской плиты того времени, протягивающаяся от Среднегорья на Малый Кавказ и выклинивающаяся на Эльбурсе. Вторая часть Евразии (Восточноевропейско-Азиатская субплита) начала свой дрейф от Северной Америки и Гренландии в палеоцене, в связи с резкой пропагацией оси спрединга в Арктику. Движение субплиты к юго-востоку относительно Западной Европы (вместе с наращиванием ее размеров за счет причленившегося к ней в конце мела Анатолийского микроконтинента) привело к перескоку общеевразийской зоны субдукции к югу, в район Ирана, Афганистана и Западных Гималаев (рис. 112, 113).

Как видно, и для мела, и для палеогена повторяется одна и та же ситуация: расширение зоны субдукции к западу, где она резко утыкается в трансформный разлом (в палеогене – это Трансевразийский правый сдвиг), и постепенное ее вырождение к востоку, не обусловленное крупным трансформным разломом. Данное обстоятельство, наряду с выклиниванием в том же направлении тыловой оси спрединга свидетельствует о противочасовом повороте блока Восточной Европы–Азии относительно Америки и океана Тетис. В отличие от мела, для которого не очень ясна конфигурация западного трансформного разлома, местонахождение палеоцен-эоценового полюса вращения – примерно в районе Японского моря – можно определить по слегка выпуклой к юго-западу линии Трансевразийского сдвига²⁴. Таким образом, Западная и Восточная Европа в кайнозое перемещались от оси спрединга самостоятельно – с разной скоростью. Тем не менее возникает вопрос: что же все-таки двигалось к востоку от линии Торнквиста – вся остальная часть Евразии или только Восточная Европа? Забегая вперед, можно сказать, что имеются признаки движения обеих.

Если исходить из принципа единства тыловой зоны спрединга и фронтальной зоны субдукции, то блок Восточной Европы–Азии следует считать единой

²⁴ К сожалению, эта выпуклость линии разлома не видна на прилагаемых мелкомасштабных рис. 108, 113, 116, которые пришлось выполнить на геологической основе, сделанной в поликонической проекции ЦНИИГАИКа. Гораздо лучше она проявляется на топокартах, построенных в конической проекции, а еще лучше – на глобусе.

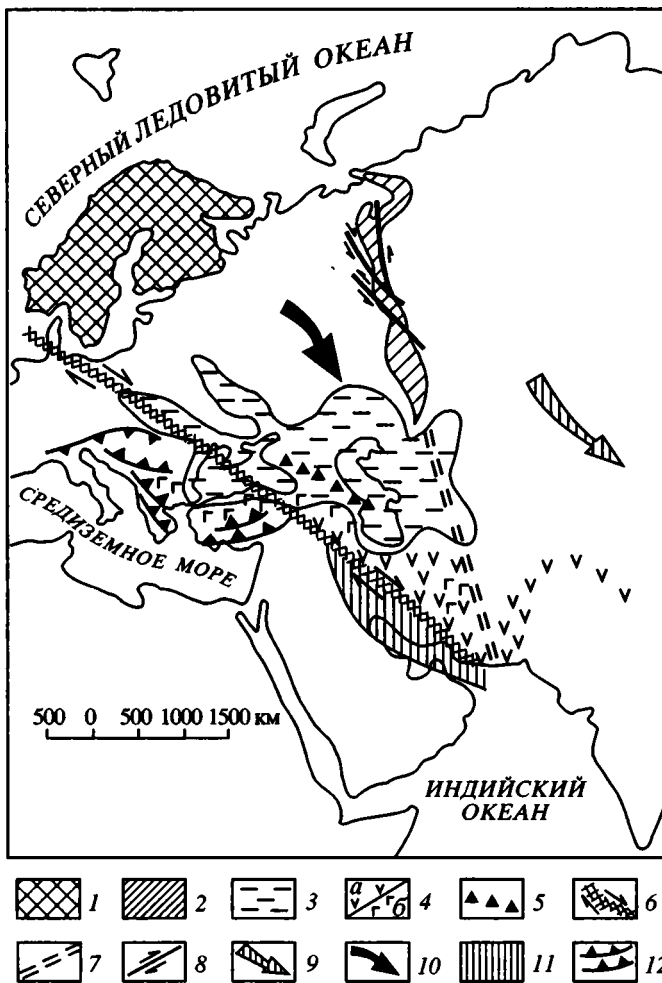


Рис. 113. Позднеэоцен-раннемиоценовые структуры Восточной Европы и соседних районов (геологическая нагрузка – в современных координатах)

1 – область устойчивого (в течение всего кайнозоя) поднятия Фенноскандии; 2 – новообразованный Уральский новейший ороген; 3 – окраинное море Паратетис; 4 – общеевразийская зона субдукции (а – известково-щелочной вулканизм, б – щелочно-базальтовый вулканизм); 5 – обращенный к северу уступ Большого Кавказа с надвигами и олистостромами; 6 – Трансевразийский правый сдвиг; 7 – Урало-Систанский линеймент; 8 – предполагаемые сдвиги; 9 – направление палеогенового смещения Восточноевропейско-Азиатской субплиты от оси спрединга в Атлантике и Арктике; 10 – направление позднеэоцен-раннемиоценового смещения Восточно-Европейской субплиты по отношению к той же оси спрединга; 11 – реликт океана Тетис в Загросе; 12 – область покровно-складчатых деформаций на Балканах и в Турции

Fig. 113. Late Eocene – Early Miocene structures in East Europe and adjacent regions (geologic background is given in recent coordinates)

1 – area of stable (throughout the Cenozoic) Fennoscandia uprise; 2 – newly-formed recent Uralian orogen; 3 – the Para-Tethys marginal sea; 4 – the general Eurasian subduction zone: а – calcareous-alkaline volcanism, б – alkaline basaltic volcanism; 5 – the north-facing Greater Caucasus Paleogene escarpment with overthrusts and olistostromes; 6 – Transeurasian dextral shear; 7 – the Urals-Sistanian lineament; 8 – the assumed strike-slip faults; 9 – direction of Paleogene displacement of East European-Asian subplate from the Atlantic-Arctic spreading axis; 10 – direction of Late Eocene and early Miocene displacement of East-European subplate as related to the same spreading axis; 11 – the Tethys Ocean relic in Zagros; 12 – area of nappe-fold deformations in the Balkan and Turkey

субплитой. От субплиты Западной Европы она отличается процессами, происходившими в палеогене на южной границе: там шла коллизия, а здесь субдукция. Вместе с тем обе они на севере ограничены общей, но только сегментированной по возрасту осью спрединга.

И все-таки можно найти и некоторые признаки самостоятельного перемещения Восточно-Европейской субплиты. Рассмотрим их отдельно для южной, северо-западной и восточной ее границ.

Южная граница Восточно-Европейской субплиты – аномалии строения общевразийской зоны субдукции. Здесь прежде всего бросается в глаза (см. рис. 113) резкое сужение последней к востоку от так называемого Урало-Оманского линеамента (автор, будучи согласен с Ю.Г. Леоновым [1994] в отношении того, что данная структура сложилась как единое целое только в конце кайнозоя, предпочитает именовать его Урало-Систанским, так как в палеогене Оман находился еще далеко от Ирана). При этом расширение вулканического пояса в Иране, т.е. как раз к югу от Восточно-Европейской платформы, сочетается здесь также и с широким развитием не только главных среднеэоценовых, но и наиболее молодых – позднеэоцен-олигоценовых – вулканитов.

Далее, этот же линеамент ограничивал с востока область глубоких впадин (см. рис. 113), унаследовавших бассейны в тылу меловой и палеогеновой зон субдукции. Особенно четко данная меридиональная граница ощущается в олигоцене [Попов и др., 1993], когда все вышеуказанные впадины дополнительно глубоко прогнулись и образовали Майкопский полузамкнутый бассейн, составлявший большую восточную часть моря Паратетис. Считать, что Майкопский бассейн возник в результате тыловодужного растяжения уже нельзя, так как в то время субдукция в Иране почти закончилась. Тем не менее, поскольку этот бассейн пространственно связан с предшествующим и отличается от него только быстрым погружением ложа [Копп, Щерба, 1993, 1998], логично связывать его происхождение с общим пострифтовым термальным проседанием, произошедшим после завершения позднемелового и эоценового вулканизма [Копп, 1996, 1997].

Наконец, именно с движением Восточной Европы может быть связано установленное М.Г. Леоновым [1975] позднеэоцен-олигоценовое олистостромо- и надвигообразование вдоль южного борта флишевого прогиба Большого Кавказа. В этот же ряд укладывается предмиоценовое конседиментационное складкообразование, происходившее в наиболее узких частях флишевого прогиба, около Евразийского континентального склона (Северо-Западный Кавказ, Северный Кобыстан) [Копп, 1997; Копп, Щерба, 1998; Шарданов, Пекло, 1959]. Явления такого рода редки в Закавказье, и поэтому их сложно объяснить давлением Аравийского клина. Если же считать, что они образовались в результате позднеэоцен-олигоценового поддвига Восточной Европы к югу, то тогда становятся понятными не только их возникновение, но и некоторые важные особенности, в частности, необычная для Кавказа северная вергентность надвигов. Возможность направленной к югу А-субдукции ложа флишевого прогиба подтверждается находками эоценовых известково-щелочных вулканитов в самом южном флишевом покрове в Кахетии, т.е., по существу, уже на склоне Дзирульского массива [Татаршвили и др., 1986].

Северная граница Восточно-Европейской субплиты – аномалии в строении зоны спрединга. Прежде всего здесь обращает внимание резкий перескок к северо-западу оси спрединга, сопровождаемый левосторонним коленообразным изгибом осевого хребта. Получается, что как раз напротив Балтийского щита

последний оттянут к юго-востоку (см. рис. 109), будто бы вслед за движением Восточной Европы. Это можно было бы объяснить дифференциальным дрейфом последней, если бы не тот факт, что данный изгиб исследователи уже давно связывают с правым сдвигом, а не с левым [Мах, Охта, 1988; Мухре, Eldholm, 1988]. Сегменты хребта Книповича здесь расположены эшелонированно – по принципу правого сдвига; кроме того, правосдвиговый характер имеет та ветвь трансформного разлома Гренландия–Сенья, которая пересекает Шпицберген [Lowell, 1972; Мухре, Eldholm, 1988]. Сам же изгиб зоны спрединга можно объяснить отходом Гренландии на северо-запад.

Все это так, и тем не менее здесь все же существует ряд свидетельств того, что в рассматриваемом районе происходило и аномальное отодвижение Восточной Европы. Прежде всего это расширение в виде раструба к северу (в основном за счет полосы олигоцен-миоценовой коры) зоны спрединга в районе хр. Мона. Оно не могло образоваться без вращения, причем аномально расширена как раз та сторона рифта, которая принадлежит восточноевропейской части Евразийской плиты. Следовательно, именно она и должна была в олигоцене поворачиваться по часовой стрелке относительно более северного блока, подтверждением чему служит дугообразный изгиб зон разломов Ян Майен и Гренландия–Сенья.

Далее, в Северной Атлантике помимо правого сдвига присутствуют признаки и левого, имеющего, правда, несколько другое (хоть и близкое) простирание. Существенно, например, что часто расположенные трансформные разломы, ограничивающие вышеупомянутые сегменты хр. Книповича, ориентированы не в северо-западном, а в широтном направлении (от правых сдвигов Шпицбергена их простирание отклоняется на 30–40°). Эти разломы смещают влево сегменты срединного хребта, и было высказано предположение [Мах, Охта, 1988], что они представляют собой антитетические левые сдвиги (R_1 -сколы) в широкой зоне правостороннего скашивания.

Наконец, легко заметить, что разноориентированные неотектонические структуры всех кинематических типов, развитых в данном регионе (субмеридиональные спрединговые хребты океана и рифты на шельфах Гренландии и Баренцова моря, правые сдвиги северо-западного простирания на Шпицбергене и др.), укладываются в единую систему напряжений с субширотным растяжением и некоторым субмеридиональным сжатием. Линеаменты восток-северо-восточного простирания в такой обстановке должны иметь значительную компоненту левого сдвига. Как раз таким образом и ориентирован здесь северный край Восточно-Европейской платформы.

Все сказанное выше может означать, что Восточно-Европейская субплита в конце эоцена–начале олигоцена резко активизировала свое самостоятельное движение по отношению к Азии и, кроме того, обладала противоположным (по часовой стрелке) знаком вращения по сравнению с объединенной субплитой Восточной Европы–Азии. Весьма интересно в связи с этим, что, как отмечают многие авторы [Eldholm et al., 1987; Мах, Охта, 1988; Мухре, Eldholm, 1988; и др.], именно на рубеже эоцена–олигоцена в рассматриваемой части Атлантики произошла серьезная перестройка зоны спрединга: правосдвиговая транспрессия и заклинка движения плит на участке коленообразного изгиба рифтовой зоны в районе Шпицбергена сменились север-северо-западным–юг-юго-восточным растяжением, которое сопровождалось ее резким расширением и отодвижением Шпицбергена от Гренландии. Обычно разрядку напряжений сжатия в данной области связывают с окончанием спрединга в Лабрадорском проливе, что позволило Гренландии отойти в направлении последнего [Мухре, Eldholm, 1988;

Ziegler, 1987; и др.]. Однако разрядка могла быть частично обусловлена и симметричным отходом Восточно-Европейской субплиты к юго-востоку в сторону кавказских тыловодужных бассейнов, где в это время также прекратились растяжение и вулканизм.

Восточная граница Восточно-Европейской субплиты – структурный рисунок Урала. Если Восточно-Европейский блок действительно перемещался относительно Сибири, такое перемещение неизбежно должно было сказаться в структуре Урала. Почти полное отсутствие кайнозойских отложений на последнем затрудняет проверку такой точки зрения, однако симптоматично, что в качестве устойчивой области размыва Уральский новейший ороген начал ощущаться только с самого конца эоцена–начала олигоцена. Примерно в раннем олигоцене окончательно прервалась связь между Арктическим и Туранским бассейнами [Попов и др., 1993], а палеогеновые осадки Мугоджар и западного борта Западно-Сибирской впадины подверглись короблению [Геология СССР..., 1970].

Весьма показателен с этой точки зрения сдвиговой структурный рисунок Урала, который хорошо поддается геокинематической интерпретации в соответствии с принципами, изложенными в [Копп, 1997]. Развернутые в последние годы детальные исследования Урала уже дали много интересного материала по сдвигам [Пучков, 1996; Савельев, 1996]. Используя эти данные и результаты самостоятельной интерпретации мелкомасштабных геологических и тектонических карт, автор составил общую для всего региона схему структурного рисунка (рис. 114). Как оказалось, она содержит довольно любопытную информацию.

В районе Центрально-Уральского пережима, где имеет место тектоническое выклинивание и сужение ряда зон, отмечается симметричное расхождение левых и правых сдвигов, север-северо-западного и восток-северо-восточного простирания соответственно. Те и другие образуют очень большой (до 110°) угол, что свидетельствует об их повороте вокруг вертикальной оси в сторону оси растяжения. Это подтверждается характерными антитетическими подворотами крыльев, и в результате блоки имеют линзовидную форму (проявление мегабудинажа в горизонтальной плоскости). В ряде мест присутствуют признаки сдвигового течения вдоль продольных (меридиональных) разломов.

Все эти особенности свидетельствуют о том, что Центрально-Уральский пережим формировался в обстановке нормального или диагонального к Уралу укорочения, сопровождавшегося оттоком материала к северу и к югу. Весьма вероятно, что именно с этим растяжением и расплющиванием в деформационной шейке, а не только с надвиговым перекрытием связано сильное тектоническое выклинивание зоны Уралтау в рассматриваемом пересечении Урала. Если проводить аналогии со структурным рисунком Большого Кавказа [Копп, 1997], который, по мнению автора, весьма похож на уральский, то там соответствующее место занимает Казбекский пережим – также с симметрично расходящимися сдвигами и с выклиниванием ряда зон.

Находящийся к югу от пережима Южно-Уральский линзовидный блок отличается существенно большей шириной и восстановленной последовательностью тектонических зон. Более того, антиклинорий Уралтау в районе Белорецка даже сдвигается в горизонтальной плоскости, что может быть результатом наложенного меридионального сжатия, компенсирующего разрыв этой зоны в центре Урала. На западе блока наблюдается сильно выпуклая к западу структурная дуга, надвинутая на Восточно-Европейскую платформу. Харак-

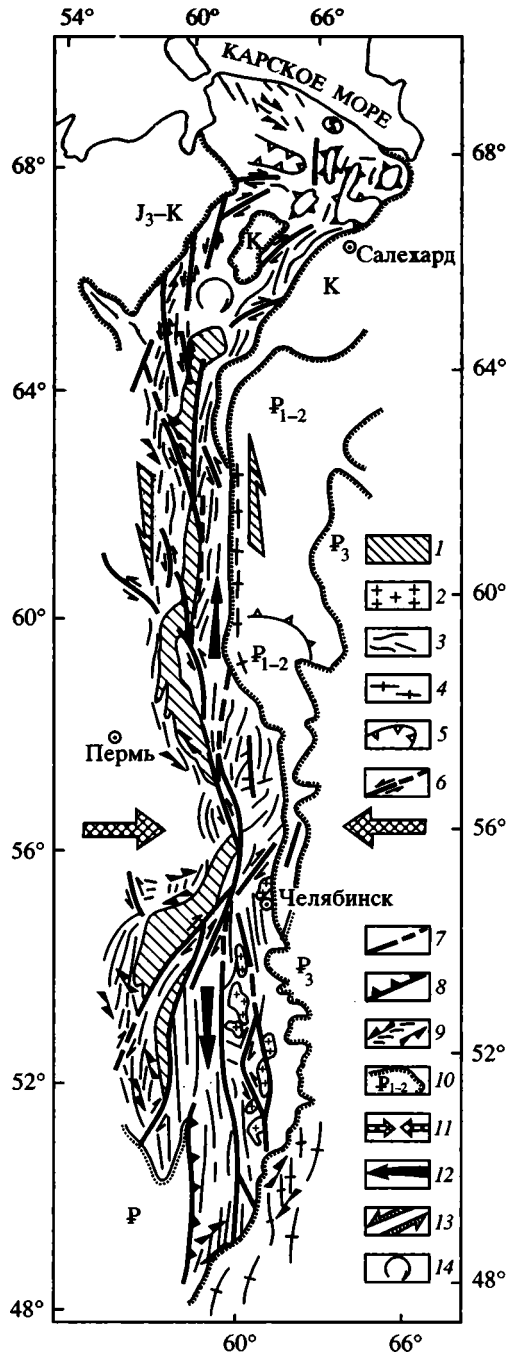
Рис. 114. Схема сдвиговой тектоники Урала

1 – зона Уралтау; 2 – гранитоиды; 3 – линии простирания складок и надвигов в палеозойских отложениях; 4 – то же, в палеогеновых; 5 – условные маркирующие горизонты, иллюстрирующие строение брахиморфных поднятий и впадин (треугольники – в сторону тектонического наклона); 6 – диагональные сдвиги; 7 – продольные сдвиги и разломы сжатия со сдвиговой компонентой; 8 – Западно-Мугоджарский новейший взброс; 9 – зоны простого сдвига в горизонтальной плоскости; 10 – границы угловых несогласий (индекс – возраст отложений выше поверхности несогласия); 11 – область концентрации сжимающих усилий (Уральский пережим); 12 – направление компенсационного латерального выжимания материала; 13 – направление левостороннего скашивания вдоль Урала; 14 – направление вращения блоков

Fig. 114. Scheme for the Urals strike-slip tectonics

1 – the Uraltau zone; 2 – granitoids; 3 – strike of folds and thrusts formed by Paleozoic rocks; 4 – the same in Paleogene rocks; 5 – conventional marker horizons showing the structure of brachiform uplifts and basins (apexes of triangles show strata inclination); 6 – diagonal strike-slip faults; 7 – longitudinal strike-slip faults, as well as sutures and thrusts with strike-slip component; 8 – West Mugodzhary reverse fault active in the recent epoch; 9 – zones of simple shear in horizontal plane; 10 – limits of angular unconformities (the stratigraphic index shows age of deposits above the gap surface); 11 – area of hypercompression (the Central Uralian syntaxis); 12 – direction of the lateral squeezing-out of rock masses; 13 – direction of sinistral simple shear along the Urals; 14 – direction of block rotation

тер строения дуги позволяет предполагать, что она образовалась в существенной мере за счет поперечного изгиба в горизонтальной плоскости (осложненного вращением против часовой стрелки). Вместе с тем в тылу дуги, где, очевидно, существовало некоторое разрежение, происходил интенсивный латеральный переток материала, сопровождавшийся кое-где формированием складчатости пересечения. Так что можно полагать, что изгиб дуги Южного Урала в какой-то мере поддерживался за счет идущего с севера нагнетания материала в ее тыловую часть. Самая восточная структурно-кинематическая зона Южного Урала опять демонстрирует структурный рисунок мегабудинача в горизонтальной плоскости, образованный сильно развернутыми к оси растяжения правыми и левыми сдвигами и свидетельствующий об интенсивном продольном удлинении зоны.



Линзовидный блок Северного–Полярного Урала, также слегка выгнутый в сторону платформы, отличается массовым развитием левых сдвигов. Местами их так много, что они нарезают продольные зоны на узкие “ломти”, развернутые по часовой стрелке. Наиболее отчетливые антитетические подвороты отмечаются в северо-восточных крыльях сдвигов, и здесь же находятся поперечные складки и надвиги, компенсирующие горизонтальное смещение (динамопары Полудова Камня, гряды Чернышева и др.).

Наконец, последний элемент сдвиговой структуры Урала – дуга Полярного Урала–Пай Хоя. В ее структурном рисунке сочетаются признаки как поперечного изгиба в горизонтальной плоскости (попутные изгибу синтетические сдвиги на флангах), так и продольного изгиба (изгибающиеся в плане антитетические левые сдвиги). Последние больше развиты на южном фланге дуги, подталкиваемом удлиняющимся к северу Северным Уралом. В связи с этим интересны поперечные структуры пересечения в замке дуги, которые могли формироваться при латеральном нагнетании материала.

Если характеризовать структурный рисунок Урала в целом, то можно достаточно уверенно сказать, что он образовался при поперечном (или диагональном) к нему сжатию и продольном левом сдвиге. Иными словами, это обстановка левосдвиговой транспрессии, которая как раз и должна была возникнуть при смещении Восточно-Европейской платформы к восток-юго-востоку и ее косо́й коллизии с Сибирью. При этом поперечные структуры Южного и Полярного Урала можно трактовать как результат компенсационного сжатия на концах сдвига, а новейшую структурную дугу Новой Земли можно логично объяснить компенсацией общего выжимания материала, произведенного Восточно-Европейской субплитой. В Альпийско-Гималайском поясе [Копп, 1997; Tapponnier, Molnar, 1976] такие структуры всегда расположены сбоку от основного орогена, и их изгиб направлен навстречу движению плиты-индентора (например, дуга Макрана по отношению к Индостану).

Однако однозначная идентификация структурного рисунка Урала с палеогеновым дрейфом Восточной Европы упирается в полное отсутствие материалов о кайнозойских сдвиговых смещениях. Более того, согласно [Пучков, 1996; Савельев, 1996], левые сдвиги ощущались по смещениям фациальных зон еще в палеозое–триасе.

С другой стороны, отсутствуют и какие-либо данные, которые бы не допускали возможность обновления сдвигов в новейшее время. Поэтому здесь хотелось бы еще раз отметить известные факты дислоцированности палеогеновых отложений: на восточном склоне Северного Урала в зоне сочленения с Западно-Сибирской впадиной и на западном склоне Южного Урала в Мугоджарах [Геология СССР, 1970]. В первом из этих мест они сорваны по системе восточновергентных взбросов (Лозьвинский разлом и др.), с которыми ассоциируют крутые моноклинали и линейные складки. Участвуют в деформациях осадочные отложения до верхнего эоцена включительно, а “запечатаны” они образованиями среднего олигоцена. Симптоматично, что крутая кайнозойская моноклираль изгибается согласно Центрально-Уральскому пережиму, являющемуся элементом сдвиговой структуры орогена. Важно подчеркнуть, что какие-либо попытки связать эти позднекайнозойские деформации с давлением Центрально-Казахстанского (Кокчетавского) новейшего блока (подталкиваемого Индийской плитой к северо-западу) бесперспективны, ибо Лозьвинская зона деформаций находится весьма далеко от Казахстана. Прямо же напротив последнего палеогеновые отложения залегают как раз очень спокойно.

По этой же причине нельзя связать с давлением Казахстана и послезоцен-предпозднемиоценовые западновергентные взбросы Мугоджар²⁵, находящиеся на продолжении Главного Уральского разлома. Вместе с тем наличие на юго-востоке зоны динамического влияния Индии, и в том числе Кокчетавского блока, должно было создавать недостаток пространства и способствовать сжатию и орогенезу Урала в олигоцене в связи с движением Восточной Европы. На ее юго-восточном краю – в Прикаспии и Туране – ситуация была принципиально иной: там вплоть до конца миоцена существовали глубокие прогибы, выходившие к зоне субдукции. Так что большого сжатия там по определению быть не могло.

Приуроченность обеих зон наиболее напряженных олигоценовых деформаций – Лозьвинской и Мугоджарской – к тем местам, где Урал граничит с глубокими впадинами сквозного развития: Западно-Сибирской и Прикаспийской, наверняка обладавшими утоненной корой в течение всего кайнозоя, позволяет рассматривать поддвиговый и гравитационный механизмы в качестве ведущих при их образовании. Там же, где удар Восточно-Европейской субплиты пришелся на участок утолщенной коры (Центрально-Уральский пережим, Кокчетавский блок), сжатие уже не могло разрешиться крипом в зонах поддвига и реализовалось упругой деформацией: особенно большим и длительным неотектоническом воздыманием и повышенной сейсмичностью.

Далее, обращает на себя внимание наложенность вышеохарактеризованного структурного рисунка на разновозрастные складчатые сооружения: Урал испытал складчатость и гранитизацию в герцинскую эпоху, а Новая Земля – в древнекиммерийскую. И все же оба орогена объединены общим структурным рисунком, образованным выжиманием материала на Урале и его реактивным противопотоком на Новой Земле.

12.3. АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН САМОСТОЯТЕЛЬНОГО ДРЕЙФА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Итак, подберем некоторый баланс: чем же мы располагаем относительно возможного дрейфа Восточно-Европейской субплиты? Это, во-первых, некоторое расширение напротив нее зоны субдукции и проявление поддвига к югу – на юго-востоке; во-вторых, расширение зоны спрединга на северо-западе, в тылу предполагаемой субплиты; в-третьих, правые сдвиги на юго-западе и, в-четвертых, новейший орогенез Урала на востоке, сопровождавшийся некоторым сжатием и, вероятно, левым сдвигом. Причем все эти события происходили примерно в одно и то же время – в позднем эоцене–олигоцене.

Достаточно ли всего этого, чтобы считать самостоятельное перемещение Восточной Европы относительно Азии доказанным? Видимо, все-таки нет, ибо пока отсутствует базовый элемент этой конструкции, т.е. надежно доказанный

²⁵ Эта зона постэоценовых деформаций протягивается на расстояние свыше 400 км от Новониколаевки и Новотроицка на севере до самой южной оконечности Мугоджар. В южной части она представлена весьма заметным Западно-Мугоджарским разломом, по которому палеозой надвинут к западу на верхний мел–палеоген чехла Прикаспийской впадины, а в северной – одним либо двумя-тремя взбросами (в последнем случае хотя бы один из них имеет уже восточную вергентность и замыкает рамповый грабен, сложенный мелом–палеогеном). Примечательно, что кайнозойские деформации строго приурочены к сложенной офиолитам зоне Главного Уральского разлома, которая в позднем палеозое–триасе являлась границей плит. По удалении от нее мел–палеогеновые отложения быстро выколаживаются и резко несогласно перекрывают складчатый палеозой.

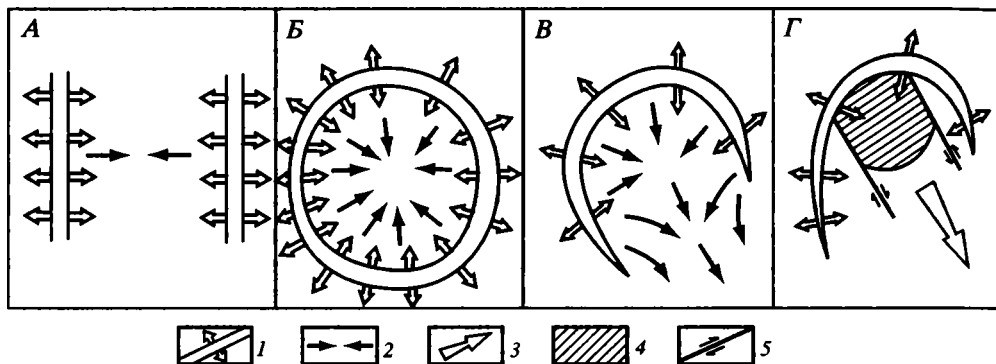


Рис. 115. Предполагаемый механизм внутриплитной деформации, заставляющий Восточно-Европейскую субплиту двигаться относительно остальной части Евразии

А – двустороннее сжатие плиты между двумя осями спрединга (при условии активного раздвижения обоих флангов каждой из них); **Б** – всестороннее сжатие плиты, опоясанной кольцеобразной осью спрединга (при условии активного отодвигания принадлежащего плите фланга последней); **В** – возникновение выталкивающей тяги в плите, окруженной незамкнутой осью спрединга; **Г** – то же, при наличии реологической неоднородности внутри плиты; **1** – оси спрединга; **2** – направление отхода стенок рифта и возникающего при этом горизонтального сжатия, а также течения выжимаемого материала; **3** – направление выжимания плиты, опоясанной осью спрединга; **4** – реологическая неоднородность внутри выталкиваемой плиты (жесткое включение); **5** – сдвиги

Fig. 115. Tentative mechanism of intraplate deformation, making the East Eurasian subplate move in relation to the rest of Eurasia

A – bilateral plate compression between two spreading axes (on condition of active displacement of both flanks in each axis); **B** – overall (all-round) compression of the plate encircled by a ring-like spreading axis (on condition that the axis flank belonging to the plate is actively moving away); **B** – emergence of pushing out traction force in the plate encircled by an uncompleted spreading axis ring; **Г** – the same, with rheologic inhomogeneity present inside the plate; **1** – spreading axes; **2** – direction of movement of rift walls and the associated horizontal compression, as well as of the squeezed-out material flow; **3** – direction of squeezing-out of the plate encircled by the uncompleted spreading axis ring; **4** – rheologic inhomogeneity (rigid inclusion) within the pushed-out plate; **5** – strike-slip faults

левый сдвиг к северо-востоку от субплиты. Тем не менее автор уверен в том, что совокупности всех приведенных выше аргументов вполне хватит для того, чтобы выделить проблему и дальше думать в данном направлении.

Можно представить и механизм, способный активизировать самостоятельный дрейф Восточной Европы от оси спрединга (рис. 115). Это перегрузка масс внутри блока, ограниченного осью спрединга глобального масштаба. Существенную роль в создании такой перегрузки играет сферичность Земли в сочетании с огромными размерами анализируемых мегаструктур.

Если рассматривается относительно небольшой участок, где сферичностью Земли можно пренебречь (см. рис. 115, А), то сжатие плиты между двумя соседними осями спрединга (если оно, конечно, возникает) будет ортогональным и однонаправленным. Представим, однако (см. рис. 115, Б), что ось спрединга опоясывает всю Землю (неважно при этом, вдоль большого или малого круга). Тогда весь блок, находящийся внутри такого кольца, окажется в состоянии всестороннего сжатия (но при обязательном условии активного отодвигания прилегающего края рифта относительно центра Земли; в том случае, когда отодвигается только удаленный край рифта, сжатие не возникнет). Если же кольцо незамкнутое (см. рис. 115, В), то в его отверстие за счет краевого эффекта начнет выжиматься материал, находящийся в обстановке всестороннего давления внутри кольца. Остается теперь представить, что выталкиваемая плита реологически неоднородна (см. рис. 115, Г). Тогда

процесс выжимания будет канализирован, и скольжение сконцентрируется вдоль краев жесткого включения.

Условия, способствующие такой деформации, создались в палеоцене, когда в результате катастрофической пропации оси спрединга до устья р. Лены внутри незамкнутого рифтового кольца оказалась вся северо-западная Евразия и прежде всего Фенноскандия. Однако возможность реализации условий зависела от наличия свободного пространства по курсу движения субплиты. Таковое как раз было – в виде реликта океана Тетис в Загросе (окончательно захлопнувшегося только в конце олигоцена) и обширного окраинного моря Паратетис, ложе которого интенсивно погрузилось в конце эоцена–начале олигоцена в связи с завершением мел-палеогенового вулканизма и пострифтовым проседанием [Копп, 1996; Копп, Щерба, 1998].

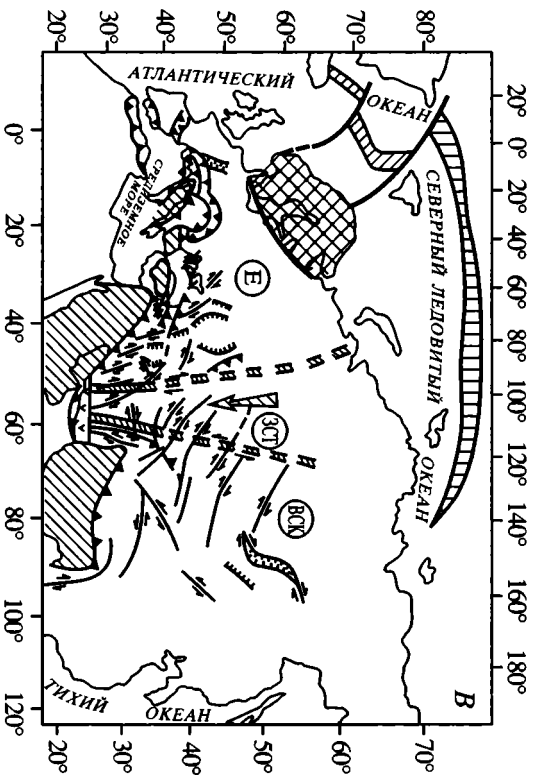
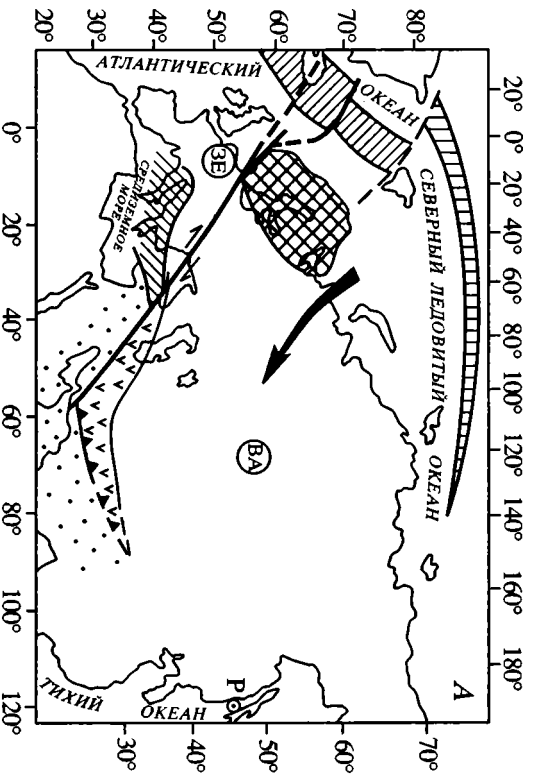
Охлаждение коры моря Паратетис, наверняка сопровождавшееся образованием нисходящего потока вещества, вполне могло превратить его в весьма притягательное геодинамическое убежище, способное изменить направление движения соседних плит. Помимо температурного здесь существовал еще и серьезный гравитационный градиент, ибо ложе Паратетис было глубоко опущено по сравнению с Восточно-Европейской платформой. Заметим, что до позднего эоцена всех этих благоприятных условий еще быть не могло. Интенсивный разогрев коры, имевший место в палеоцене–среднем эоцене (а ранее – в мелу) в связи с вулканизмом, вряд ли мог способствовать продвижению сюда каких-либо литосферных блоков, скорее наоборот, они должны были оттягиваться отсюда – главным образом в направлении зоны субдукции.

Можно думать, что сочетания двух рассмотренных выше факторов – интенсивного всестороннего сжатия на северо-западе, в Фенноскандии, и наличия притягательных геодинамических убежищ на юго-востоке – вполне достаточно для возникновения той необходимой тяги, которая способна была вытащить Восточно-Европейскую платформу к юго-востоку. Оптимальная ситуация для этого сложилась в конце эоцена–олигоцене в связи с затуханием вулканизма на краю Евразии и пострифтовым проседанием моря Паратетис. Обособлению Восточно-Европейской субплиты от Сибири наверняка способствовала и произошедшая в позднем эоцене коллизия Индостана с Евразией, которая должна была задержать движение Азии к югу.

12.4. ГЕОКИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В КАЙНОЗОЕ

Как видно, кайнозойское развитие Евразийской плиты характеризовалось ее неоднократной внутренней деформацией. В наиболее сжатом виде история и соподчиненность событий представляются следующими (рис. 116).

Палеоцен–средний эоцен (см. рис. 116, А). Ларамийские коллизии Анатолии и Апулии с Западной Европой заблокировали движение последней и создали условия для перемещения блока Восточной Европы–Азии, имевшего выход к океану Тетис. Следствиями этого стали разрастание Атлантической оси спрединга в Арктику и перескок общевразийской зоны субдукции из района Понта–Малого Кавказа к юго-востоку, в Иран. Движение этой новообразованной субплиты Восточной Европы–Азии на юго-западе замыкалось Трансевразийским правым сдвигом, развившимся вдоль линии Торнквиста. Исходя из геометрии линии сдвига оно характеризовалось некоторым вращением против часовой стрелки относительно Западной Европы, с полюсом на севере Японского моря (т.е. на



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | | | |
| | | | |
| | | | |
| | | | |

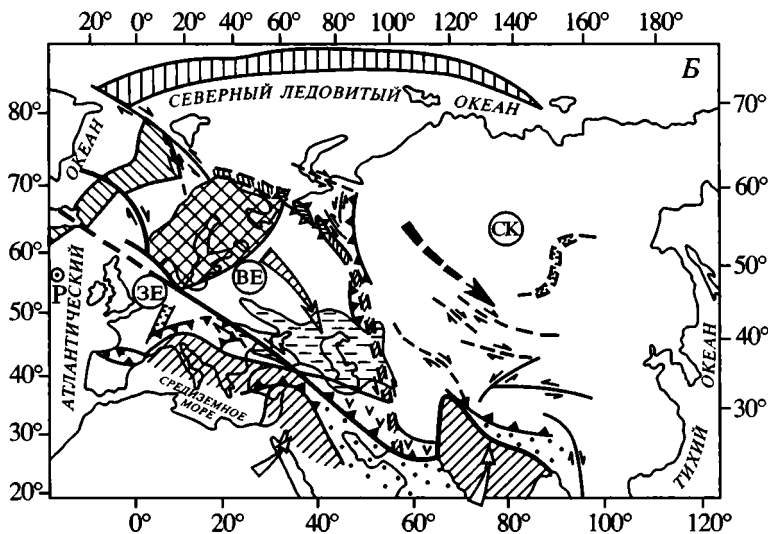


Рис. 116. Геокинематическая история Северной Евразии в кайнозое (геологическая нагрузка – в современных координатах)

А – палеоцен–средний эоцен; *Б* – поздний эоцен–средний миоцен; *В* – поздний миоцен–квартер; *1* – активная на соответствующем этапе часть зоны спрединга (ширина соответствует ширине полосы океанической коры данного возраста); *2* – активная на соответствующем этапе часть общеевразийской зоны субдукции; *3* – разломы зоны Трансевразийского сдвига; *4* – другие внутриконтинентальные трансформные разломы – границы субплит Евразии; *5–7* – прочие разломы: *5* – надвиги и покровы, *6* – сдвиги и трансформные разломы, *7* – сбросы; *8* – эшелонированные мегантиклинали Тимана; *9* – область устойчивого (в течение всего кайнозоя) поднятия Фенноскандии; *10* – окраинное море Паратетис; *11* – фрагменты Гондваны, коллидировавшие с Евразией в конце мела и кайнозое; *12* – реликты океана Тетис; *13–15* – направление перемещения плит и субплит: *13* – Восточноевропейско-Азиатской субплиты по отношению к Западно-Европейской субплите, океану Тетис и зоне спрединга в Северной Атлантике и Арктике (*а* – в палеоцене–среднем эоцене, *б* – в позднем эоцене–среднем миоцене), *14* – Восточно-Европейской субплиты в позднем эоцене–среднем миоцене и Западносибирско-Туранской субплиты в позднем миоцене–квартере (для обеих субплит – по отношению к соседним субплитам Евразии), *15* – гондванских микроконтинентов-инденторов по отношению к условно стабильной Евразии; *16* – полюсы вращения субплит Евразии. Субплиты: *ВА* – Восточноевропейско-Азиатская, *ВЕ* – Восточно-Европейская, *ВСК* – Восточносибирско-Китайская, *Е* – Европейская, *ЗЕ* – Западно-Европейская, *ЗСТ* – Западносибирско-Туранская, *СК* – Сибирско-Китайская

Fig. 116. The Cenozoic geokinematic evolution of North Eurasia (geological background is given in recent coordinates)

A – Paleocene-Middle Eocene; *B* – Late Eocene – middle Miocene; *В* – Late Miocene-Quaternary; *1* – part of the spreading zone active at the corresponding stage (width corresponds to the width of the oceanic crust strip of the given age); *2* – part of general Eurasia subduction zone, active at the corresponding stage; *3* – faults of zone of the Trans Eurasian dextral shear; *4* – other intracontinental transform faults – boundaries of the Eurasian subplate; *5–7* – other faults: *5* – thrusts and nappes, *6* – strike-slip and transform faults, *7* – normal faults; *8* – en echelon arranged Timan megaanticlines; *9* – area of stable (throughout the Cenozoic) Fennoscandian uplift; *10* – the Para-Tethys marginal sea; *11* – Gondwanian fragments, which collided with Eurasia in the Late Cretaceous and Cenozoic; *12* – the Tethyan relics; *13–15* – direction of the plate and subplate movement: *13* – of the East European-Asian subplate relative to West European one, as well as to the Tethys Ocean and North Atlantic-Arctic spreading zone (*a* – in the Paleocene-Middle Eocene, *b* – in Late Eocene-middle Miocene), *14* – of the East European subplate in Late Eocene-middle Miocene and West Siberian-Turanian subplate in late Miocene-Quaternary (both relative to the neighbouring Eurasian subplates), *15* – of the Gondwanian microcontinents indentors relative to conventionally stable Eurasia; *16* – rotation poles of Eurasian subplates. Subplates: *BA* – East European-Asian, *BE* – East European, *BCK* – East Siberian-Chinese, *E* – European, *ZE* – West European, *ZCT* – West Siberian-Turanian, *CK* – Siberian-Chinese

простирации полюса раскрытия Арктического рифта [De Mets et al., 1990]). Вращение привело к продольной асимметрии зон спрединга и субдукции: обе они достигают наибольшей ширины около Трансевразийского сдвига и очень постепенно сужаются к востоку.

Поздний эоцен–средний миоцен (см. рис. 116, Б). В эоцене к Тибету приклеился Индостан, и это сразу изменило ситуацию. Продвижение Сибири на юг уже сдерживалось, и благодаря этому обстоятельству, наряду с теми, о которых подробно говорилось выше (повышенное сжатие в Скандинавии и наличие геодинамических убежищ на юго-востоке – в виде бассейна Паратетис и остатков океана Тетис), от оси спрединга самостоятельно пошла Восточная Европа. Ее быстрый, может быть, даже лавинообразный, сход в сторону океана Паратетис и общеевразийской зоны субдукции начался в самом конце среднего эоцена и особенно бурным был в раннем олигоцене. На Урале и Тимане, где движение субплиты задерживалось индоевразийской коллизией, оно компенсировалось сжатием и вероятным левым сдвигом, а на Кавказе и в Иране, где не было препятствия, – расширением зоны субдукции.

Если исходить из дугообразной формы разлома Ян Майен и расширения, в виде раструба, зоны спрединга в районе хр. Мона – хр. Книповича, то движение Восточной Европы должно было сопровождаться некоторым поворотом уже по часовой стрелке относительно Западной Европы (т.е. навстречу общему вращению большой субплиты Восточной Европы–Азии), с полюсом в районе Азорских островов. В пользу этого говорит и расширение к востоку моря Паратетис, а также зоны субдукции в Иране. Ну, и наконец, вращения соответствующей части Евразии по часовой стрелке требовало закрытие треугольного реликта океана Тетис в Загросе. Добавим, что Аравия, которая закрывала этот бассейн с юга, в раннем миоцене поворачивалась против часовой стрелки относительно Африки [Копп, 1997]. Так что не исключено, что какое-то время обе плиты действовали одновременно как клещи, с двух сторон раздавившие остатки океана Тетис. Таким образом, в позднем эоцене–раннем миоцене сдвиг по линии Торнквиста должен был сопровождаться некоторым перекрытием на юго-востоке, в Иране.

Поздний миоцен–квартер (см. рис. 116, В). Развитие Аравийско-Евразийской коллизии к северу перекрыло почти все крупные кавказские и иранские прогибы, за исключением современных Черноморской и Южно-Каспийской котловин. Таким образом, в области моря Паратетис взаимные “интересы” Восточно-Европейской и Аравийской плит схлестнулись уже непосредственно, и “схватка” эта оказалась далеко не в пользу первой. Коллизионная ситуация на Кавказе контролировалась теперь поддвигом не Восточной Европы, а Аравии. Более сильное давление со стороны последней должно было заблокировать юго-восточное перемещение Восточной Европы, что и объясняет, по мнению автора, недостаточную активность ее юго-западной границы на позднемиоцен-четвертичной стадии.

Таким образом, к позднему миоцену уже большая часть Евразийской плиты была заблокирована альпийскими коллизиями и находилась в состоянии сжатия. В “ответ” на это арктическая ось спрединга “отправляет в путь” уже, собственно, последнее, что у нее оставалось к тому времени, – несколько расплывчатую в очертаниях субплиту Западной Сибири–Турана–Систана, имевшую выход к Аравийскому морю с Макранской зоной субдукции. Ее движение к югу угадывается по наличию попутных сдвигов в Систане и по общей погруженности относительно соседних субплит (меньшее сжатие?). Стоит в связи с этим обратить внимание и на расширение в виде линзы полосы плиоцен-чет-

вертикальной коры в зоне спрединга напротив моря Лаптевых и Западно-Сибирской впадины: оно может свидетельствовать о некотором прогибе коры Северной Евразии к югу.

Если верны эти соображения, то в позднем миоцене–квартере вдоль Урала должен был развиваться уже не левый сдвиг, как это предполагается для позднего эоцена–раннего миоцена, а рассеянный правый.

Блокировка перемещения к югу всех субплит Евразии привела, по мнению автора, еще к одному важному результату на северо-западе одноименного континента. Повышенное всестороннее сжатие на вогнутой стороне дугообразной оси спрединга (см. рис. 115) уже не могло разрядиться постепенным отодвиганием Восточной Европы к юго-востоку, и из-за возросшего недостатка пространства вызвало интенсивное новейшее воздымание Фенноскандии и ее превращение в плато, где создались все условия для возникновения горно-материкового оледенения и его последствий: изостатического затопления континентальной коры под весом ледника и ее последующего быстрого всплывания после его таяния. В связи с этим можно привести следующую цитату: “Самое оледенение Фенноскандии в конце третичного и в первую половину четвертичного периода скорее всего обусловлено значительным вспучиванием всей этой области, которое повторялось перед каждой ледниковой эпохой, сменяясь некоторым опусканием в межледниковые эпохи.” [Обручев, 1948, с. 16].

Таким образом, с конца миоцена–начала плиоцена – ввиду закрытия реликтовых геодинамических убежищ – платформы Северной Евразии находятся в обстановке сжатия (в сдвиговом поле напряжений?) и небольшого воздымания. В настоящую эпоху режим сжатия четко фиксируется данными измерения современных полей напряжений в горных выработках и сейсмологических [Кропоткин и др., 1987; Кропоткин, Ефремов, 1993; Леонов, 1995].

12.5. ВЫВОДЫ

Представление о единстве и жесткости Евразийской плиты в кайнозой верно лишь в самом первом приближении. На самом деле Северная Евразия представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит и блоков, с разной скоростью двигавшихся от оси спрединга в Северной Атлантике–Арктике. При этом наибольшее ускорение в движении к югу и юго-востоку получали те фрагменты Евразии, которые в наименьшей степени сдерживались на юге коллидировавшими с ней осколками Гондваны.

Восточная Европа в начале палеогена перемещалась к юго-востоку вместе с Азией в результате пропагации Атлантического рифта в Арктику и раскрытия Евразийского тыла Северного Ледовитого океана. Ее скольжение относительно отстающей Западно-Европейской субплиты, заблокированной ларамийской коллизией с ней Анатолии и Балканид, осуществлялось по Трансевразийскому правому сдвигу, развившемуся вдоль линии Торнквиста.

Как самостоятельная субплита Восточная Европа выделилась только в конце эоцена – олигоцене, скорее всего, в связи с блокировкой движения Азии Индостаном. Наличие свободного пространства (в виде реликтов океана Тетис) непосредственно по курсу дрейфа Восточной Европы и, с другой стороны, накопление (из-за эффекта сферичности плит) сжимающих напряжений – на северо-западе, в Фенноскандии, создали необходимую тягу, которая вытаскивала субплиту к юго-востоку. Очевидно, важную роль в этом играла гипотетическая зона левых сдвигов к северо-востоку от Восточной Европы.

Очередное сужение пространства для выдвижения евразийских блоков к югу произошло в конце миоцена в связи с Аравийско-Евразийской коллизией. Уже не только Западная Европа и Восточная Сибирь, но и Восточная Европа оказались заблокированными, и Евразийская плита консолидировалась. Медленный дрейф к югу, в сторону реликтовой зоны субдукции в Макране, продолжал только блок Западной Сибири–Турана.

Современный неотектонический рельеф платформ Северной Евразии образовался в результате горизонтальных перемещений не только плит гондванского происхождения, но и встречного дрейфа фрагментов Евразии. Уральский новейший ороген возник при сжатии и левом сдвиге в результате позднеэоцено-олигоценового столкновения Восточно-Европейской субплиты с фронтальными блоками зоны динамического влияния Индостанского индентора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенной работы собран большой материал по новейшей геодинамике платформ Юго-Восточной Европы. Один только банк мезотектонических данных, собранных автором и его коллегами, включает более 6000 замеров трещин, большая часть которых имеет кинематическую характеристику. Несомненно, эти результаты окажутся полезными для будущих исследователей, независимо от их методологической платформы и теоретических воззрений.

По мнению автора, собранный материал убедительно доказывает факт существенного влияния позднеальпийских горизонтальных напряжений, генерированных коллизионными процессами в Кавказско-Копетдагском сегменте Альпийско-Гималайского пояса, на формирование внутриплитной новейшей структуры рассматриваемой платформенной области. Это обосновывается как многими особенностями собственно внутриплитного поля напряжений и деформаций (субмеридиональное укорочение и субширотное удлинение, характерные и для соседнего участка Альпийско-Гималайского пояса), так и общностью новейшей геокинематики всей Периаравийской коллизионной области. Немаловажное значение имеет и похожий рисунок орогенических кривых позднеальпийского этапа для Аравийской плиты, коллизионного пояса и находящейся севернее платформенной области.

Кроме того, на основе привлечения более широкого материала о тектоническом развитии Северной Евразии сделана попытка найти признаки активных внутриплитных перемещений и деформаций всей Восточно-Европейской платформы на более ранних этапах кайнозоя. Эта часть исследований показала, что Евразийская плита в кайнозое была фрагментирована и представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит и блоков, с несколько неодинаковой скоростью перемещавшихся от оси спрединга в Северной Атлантике–Арктике.

Основные выводы работы сводятся к следующим.

1. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы образовалась под воздействием направленного к северу давления Аравийской плиты, передававшегося через Кавказско-Иранский сегмент Альпийского коллизионного пояса и далее – через платформенный фундамент. Общность новейшей деформации платформенных территорий и коллизионного пояса проявилась в единстве регионального структурного рисунка и напряжений, одновременности тектонических фаз и одинаковой южной вергентности зон сжатия.

2. Давление Аравии в пределах платформ Юго-Восточной Европы реализовалось в субширотном растяжении, а также в некотором поддвиге блоков к северу и латеральном выжимании масс, направленном из зоны локальной гиперкомпрессии (Транскавказское поперечное поднятие) к востоку и юго-востоку – в сторону Прикаспийской впадины и Туранского коридора между зонами влияния Аравийского и Индийского инденторов.

3. Меридиональные структуры растяжения Западно-Прикаспийского и Окско-Донского неотектонических бассейнов следует рассматривать в качестве развивающихся (скрытых?) рифтов, или “квазирифтов”, которые занимают ту же структурную позицию по отношению к Периаравийской коллизионной области, что Байкальский и Рейнский грабены – к Перииндийской и Периапулийской областям. Еще дальше к северу зона динамического влияния Аравии полностью замыкается уже широтными структурами растяжения, имеющими компенсационную природу (Общий Сырт, Московский регион и широтный отрезок Волги к востоку от Нижнего Новгорода (?)).

4. Принципиально возможен прогноз направлений горизонтальных перемещений блоков фундамента платформы по особенностям структурного рисунка ее чехла.

5. Представление о единстве и жесткости Евразийской плиты в кайнозое верно лишь в самом первом приближении. В действительности Северная Евразия представляла собой менявшийся во времени калейдоскоп субплит и блоков, с несколько разной скоростью двигавшихся от оси спрединга в Северной Атлантике–Арктике. При этом наибольшее ускорение в своем движении к югу и юго-востоку получали те фрагменты Евразии, которые в наименьшей степени сдерживались на юге коллидировавшими с ней осколками Гондваны.

6. Современный неотектонический рельеф платформ Северной Евразии образовался в результате горизонтальных перемещений не только плит гондванского происхождения, но и встречного дрейфа фрагментов Евразии.

Настоящее исследование – только первый опыт систематического изучения горизонтальной компоненты внутриплитных новейших движений. Автор надеется, что работа в данном направлении будет продолжена и им самим, и другими исследователями, и в связи с этим ее главные перспективы представляются следующими: 1) дальнейшее углубленное изучение трещиноватости с использованием современных компьютерных методов, исследование проблемы возраста мезоструктур и наложения фаз деформации; 2) анализ палеогеографических и структурных материалов с целью решения круга задач, связанных с проблемой времени формирования внутриплитных структур, соотношений новообразования и унаследованности в их истории; 3) изучение глубинной геодинамики новейших внутриплитных деформаций, составление их трехмерной модели.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р.Н., Афанасьев Г.Д., Кондаков Л.А. Мезо-кайнозойские магматические формации Тальши-Дагестанской субмеридиональной зоны // Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977. С. 126–148.

Абрамович И.И., Засеев В.Г. Шолевая тектоника и кайнозойский магматизм Малого Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 170–181.

Аксенов А.А., Бендерович Л.Ю., Казанцева И.П., Певнева А.В. Основные этапы геологического развития и закономерности соотношения структурных планов территории Нижнего Поволжья (в связи с тектоническим районированием) // Вопросы геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья. Волгоград: Нижневолж. кн. изд-во, 1969. С. 91–103. (Тр. Волгогр. НИИ нефт. и газ. пром-сти; Вып. 14).

Алешечкин О.И., Ускова Н.И., Грекова Н.В. К вопросу истории геологического развития территории Саратовского Поволжья в связи с оценкой нефтегазоносности // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1983. С. 43–56.

Андреев В.Н., Вайнбаум С.Я., Поляков В.А. и др. О строении восточной части Жигулевского вала в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1963. № 12. С. 6–11.

Андреева Н.К., Каграманян Н.А., Хераскова Т.Н. Палеогеография и фации центральной и северо-восточной части Московской синеклизы в девоне // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 4. С. 421–439.

Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.

Аристархова Л.Б. Новейшая тектоническая структура и глубинное строение Прикаспийской впадины по данным структурно-геоморфологического анализа // Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 48–75.

Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. 2. Морские впадины и области дейтероорогенеза // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 3. С. 3–13.

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока России // Материалы для геологии России. СПб., 1912. Т. 25. С. 131–134.

Архангельский А.Д. Об Окско-Цнинском вале и Рязано-Костромском прогибе // Изв. Моск. отд. Геолкома. Пг., 1919. Т. 1.

Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. М., 1923.

Архангельский А.Д. О строении Русской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1940. Т. 18, вып. 3/4. С. 5–39.

Асеев А.А., Веденская И.Э. Развитие рельефа Мещерской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 128 с.

Аширов К.Б., Еланский Л.Н., Поляков В.А., Хайкин Л.Г. К вопросу о строении Жигулевской системы дислокаций // Геология, геохимия, геофизика. Куйбышев, 1966. С. 103–109. (Тр. Куйбыш. НИИ нефт. пром-сти.; Вып. 36).

Баева Р.И. О взаимосвязи планетарной трещиноватости пород со структурными формами Среднего Поволжья // Вестн. ЛГУ. 1968. № 12. С. 126–132.

Бакиров А.А. Главнейшие черты тектонического развития внутренней части Русской платформы // К геологии центральных частей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1951. С. 3–45.

Батдорф С.Б., Будянский Б. Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения // Механика. 1962. № 1 (171). С. 135–155.

- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 607 с.
- Белоусов В.В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 273 с.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
- Белоусов Т.П., Копп М.Л., Никонов А.А.* Землетрясения Воронежского массива и их соотношения с новейшей структурой и кинематикой // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Воронеж: ВГУ, 2001. С. 36–37.
- Белоусов Т.П., Шолохов В.В., Эман С.В.* Геодинамика и сейсмоструктоника Ставропольского края. М.: ОИФЗ РАН, 2000. 184 с.
- Белоусов Т.П., Эман С.В.* Морфоструктурный план и тектонические движения Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах развития // Геоморфология. 1999. № 4. С. 56–70.
- Болотов С.Н., Устинова М.А., Николаев В.Г.* О позднепалеозойских дислокациях в пределах Карповско-Шляховского прогиба Доно-Медведицкой зоны дислокаций // Общие и региональные вопросы геологии. Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП "Интеграция". М.: ГЕОС, 1999. С. 59–80.
- Бражников Г.А.* Структуры "без корней" сталинградского типа // Геология нефти и газа. 1959. № 10. С. 21–24.
- Бражников Г.А.* Тектоника бортовой зоны Прикаспийской впадины в пределах Волгоградской области // Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Саратов: Коммунист, 1965.
- Бражников О.Г., Михалькова В.Н.* Геодинамика и нефтегазовосность Прикаспийской впадины // Нефтегазовосность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 141–147.
- Буртман В.С.* Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963а. С. 5–34. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Там же. 1963б. С. 152–172.
- Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н.* Геодинамическая модель формирования позднеархейских–раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14–24.
- Валеев Р.Н.* Горизонтальные сдвиговые движения земной коры востока Русской платформы. Казань, 1970. С. 90–97. (Тр. Геол. ин-та; Вып. 30).
- Валеев Р.Н.* Восточно-Европейская платформа // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 48–64.
- Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г.* и др. Строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. № 1. С. 28–43.
- Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю.* Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Там же. 1997. № 3. С. 41–56.
- Востряков А.В.* К методике изучения новейших движений земной коры по данным палеогеоморфологических построений // Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области: (Тр. Волгогр. совещ. по методике изуч. новейших движений, 5–9 мая 1964 г). Уфа: КазГУ, 1965. С. 49–59.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 82 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 57).
- Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, кн. 2. М.: Недра, 1970. 304 с.
- Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 743 с.
- Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 667 с.
- Геоморфологическая карта Среднего и Нижнего Поволжья / Гл. ред. Ф.И. Ковальский. Саратов: ПГО "Нижневолжскгеология" Мингео СССР, 1981.
- Гептнер Т.М.* Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1970. № 4. С. 81–89.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гласко М.П. Типы взаимосвязи современных тектонических движений с блоковой морфоструктурной дифференциацией центральной части Русской равнины // Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 91–95.

Голиздра Г.Я. О нарушениях юга Восточно-Европейской платформы по результатам дешифрирования телевизионных космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 10. С. 28–33.

Голубов Б.Н., Новиков Р.Л., Шлезингер А.Е. Процессы, определившие формирование водных масс Каспийского моря и колебания его уровня // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 4. С. 538–542.

Горелов С.К. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 139 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Вып. 19).

Горелов С.К. О связи неотектонических движений Волго-Уральской области с глубинными структурами типа флексур и разломов // Докл. РАН СССР. 1963. Т. 149, № 1. С. 149–151.

Горелов С.К., Клубов В.А. О соотношении новейшей тектонической структуры и рельефа кристаллического фундамента в центральных и южных районах Волго-Уральской области // Там же. 1963. Т. 148, № 6. С. 1365–1367.

Горецкий Г.И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 17–39.

Горошков Ю.В. О новейшей тектонике Куйбышевского Поволжья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья (кайнозой). Саратов: Изд-во СГУ, 1980. Вып. 21. С. 109–125.

Горьков Ю.Д. Структурное обоснование перспектив нефтегазоносности девона и карбона Саратовского Поволжья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1977. 17 с.

Горьков Ю.Д. Происхождение и строение линейных дислокаций Саратовского правобережья в связи с поисками залежей нефти и газа // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1979. Вып. 20. С. 25–42.

Горьков Ю.Д. Условия формирования и особенности строения структурных блоков (на примерах Саратовского и Волгоградского Правобережья) // Недра Поволжья и Прикаспия. 1998. Вып. 16. С. 10–17.

Граблин Е.А., Масленников Е.А. Перспективы нефтегазоносности девонских отложений зоны Доно-Медведицких дислокаций // Геология нефти. 1957. № 1. С. 20–24.

Грачев А.Ф. Трещиноватость платформенных областей (на примере Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ) // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV тектон. совещ. (30 янв.–3 февр. 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 181–184.

Грекова Н.В. Тектоническое районирование Пачелмско-Саратовского авлакогена // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1975. Вып. 12. С. 59–67.

Григорьянц Б.В., Мурадян В.М., Тагиев Э.А. Погребенная структура мезозоя в прибрежной полосе осевой зоны юго-восточного Кавказа // Азерб. нефт. хоз-во. 1967. № 12. С. 34–41.

Грищенко М.Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде // Материалы по четвертич. периоду СССР. 1952. № 3. С. 145–157.

Грязнов Н.К., Силонов Ф.А. Особенности строения и тектонического развития западной части Жигулевской дислокации и нефтеносность палеозойских отложений // Геологическое строение и нефтегазоносность районов Волго-Уральской области, Кавказа и Предкавказья. Л.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 40–52. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 34).

Гущенко О.И. Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты, 1982. С. 35–52.

Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы: структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.

Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений: (Основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 108–125. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).

Гущенко О.И., Мострюков А.О., Гущенко Н.Ю., Сергеев А.А. Палеонапряжения центральных районов Русской плиты (по геологическим и геоморфологическим данным) // Там же. 1999. Т. 368, № 2. С. 230–235.

Долицкий В.А., Берман Л.И. Обнаружение скважиной взброса на западном окончании Жигулевского вала // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 6. С. 1413–1416.

Дорофеева Т.В. Тектоническая трещиноватость горных пород и условия формирования залежей нефти и газа. Л.: Недра, 1986. 221 с.

Дорофеева Т.В., Татаринов И.В., Белоновская Л.Г. Закономерности распределения трещиноватости горных пород в зонах разрывных дислокаций // Тр. ВНИГРИ. 1965. Вып. 242. С. 157–186.

Жуков В.А. Тектоника и структура Московской палеозойской котловины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. 20, вып. 5. С. 74–90.

Журенко Ю.Е. Линеаменты Волго-Уральской области и их значение для неотектоники // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1974. Сб. 5. С. 99–109.

Зайонц В.Н., Романов А.А. К методике составления структурно-геоморфологической карты (на примере Оренбургского Предуралья и Нижнего Поволжья) // Геоморфология. 1972. № 2. С. 47–52.

Заршиков А.А., Копт М.Л. О природе Ергенинского уступа (Северо-Западный Прикаспий) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 4. С. 59–69.

Застрожных С.И. О строении и возрасте иловлинско-гуровской свиты Волго-Хоперского междуречья // Там же. 1975. Т. 50, вып. 1. С. 45–53.

Зинатов Х.Г., Тарасов Е.А., Шабалин Н.Я. Структурно-кинематическая модель формирования юго-восточной части Волжско-Камской антеклизы в новейшее время // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала. Екатеринбург, 2000. Кн. 2. С. 75–76.

Зинатов Х.Г., Хайретдинов Ф.М., Чернов А.Л. Актуальность изучения неогеодинимики Волжско-Камской антеклизы // Там же. 2000. Кн. 2. С. 76–78.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Матапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104–115.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

Иосифова Ю.И. Палеогеновая и неогеновая системы // Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 4. С. 458–489.

Иоффе А.И., Кожурин А.И. Активная тектоника и геоэкологическое районирование Московского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 5. С. 31–35.

Казанцев О.Д., Хлыстова В.Н., Найдис Л.М. Особенности строения кристаллического фундамента Волгоградского Поволжья в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности терригенного девона // Геология нефти и газа. 1962. № 12. С. 33–37.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Характер строения складчатой области и смежной окраины платформы (на примере Урала и Восточно-Европейской платформы) // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и экологии АН РБ. Уфа, 2000. № 5. С. 111–119.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Гилем, 2001. 234 с.

Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.

Казьмин Л.Л., Горелов А.А., Чирук Г.Н. Количественная оценка соответствия структурных планов локальных поднятий Куйбышевской области // Нефтегазовая геология и геофизика. 1983. Вып. 1. С. 4–6.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа: Ин-т геологии Башк. фил. АН СССР, 1979. 64 с.

Кановалов В.В., Кайдалов В.И. О формировании Оренбургского вала. М.: Недра, 1979. С. 47–51. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 4 (149)).

Капустин И.Н., Кирюхин А.Г., Бембеев В.Э. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Калмыкии. Элиста: Калм. кн. изд-во, 1986. 156 с.

Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883–1894 гг. с дополн. примеч.). Пг.: Природа, 1919. 148 с.

Карта новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья / Гл. ред. Ф.И. Ковальский. Саратов: ПГО “Нижневолжскгеология” Мингео СССР, 1981.

Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 151 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 438).

Качугин Е.Г. Еще об одной причине асимметрии речных долин // *Вопр. географии.* 1950. Сб. 21. С. 89–98.

Кирюхин Л.Г., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е., Янишин А.Л. Прикаспийский палеозойский глубоководный бассейн // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1980. Т. 55, вып.6. С. 40–53.

Коноваленко С.С. Палеогеоморфология юго-востока Русской плиты (Оренбургская область) от рифея до турне. Ч. 1 (текст). Ч. 2 (карты). М.: Наука, 1999. 171 с.

Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации // *Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-Уральской провинции.* М.: Недра, 1979. С. 74–77. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 24).

Коноваленко С.С., Ткаченко И.С., Поляков В.А., Кочубенко О.В. Строение Бузулукской впадины по данным неотектоники // *Проблемы геологии нефти.* М.: Недра, 1975. С. 246–250. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 5).

Konn M.J. Структура Северо-Западного Копетдага и условия ее формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1971. 29 с.

Konn M.J. Сравнительная характеристика структуры и новейшей истории развития Кюрендагской и Малобалханской антиклинальных зон Западного Копетдага // *Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек.* М.: Изд-во МГУ, 1972. Сб. 3. С. 71–81.

Konn M.J. О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии) // *Геотектоника.* 1979. № 2. С. 94–107.

Konn M.J. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // *Там же.* 1985. № 3. С. 62–74.

Konn M.J. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // *Геодинамика Кавказа.* М.: Наука, 1989. С. 113–122.

Konn M.J. Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1991а. 35 с.

Konn M.J. Трансгрессивно-регрессивная цикличность и фазы олистостромообразования верхнего мела-палеогена флишевой зоны южного склона Восточного Кавказа. Ст. 2. Фазы олистостромообразования // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1991б. Т. 66, вып. 1. С. 13–23.

Konn M.J. Трансевразийский (Балтийско-Иранский) правый сдвиг в палеогене // *Докл. РАН.* 1996. Т. 349, № 6. С. 795–799.

Konn M.J. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизонном поясе. М.: Науч. мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).

Konn M.J. Новейшая структура Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // *Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: Материалы совещ.* М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 256–259.

Konn M.J. Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Периаравийском сегменте Альпийского пояса // *Проблемы геодинамики литосферы.* М.: Наука, 1999а. С. 181–218. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).

Konn M.J. Новейшая структура Перикаспийского региона как результат давления Аравийской плиты // *Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского пояса и перспективы поиска полезных ископаемых: Тез. докл. Междунар. конф. Баку, 1999б.* С. 99–101.

Konn M.J. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // *Теоретические и региональные проблемы геодинамики.* М.: Наука, 1999в. С. 84–107.

Konn M.J. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // *Общие вопросы тектоники: Тектоника России: Материалы XXXIII тектон. совещ.* М.: ГЕОС, 2000а. С. 228–232.

Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской плит как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000б. № 2. С. 26–42.

Копп М.Л., Расцветаев Л.М., Трифонов В.Г. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копетдага и его предгорий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 7. С. 59–69.

Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.

Копп М.Л., Щерба И.Г. Соотношения между тектоническим и эвстатическим факторами развития кайнозойских бассейнов северного края Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 15–31.

Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформации запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.

Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К. и др. Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1999а. № 6. С. 77–92.

Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарициков А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999б. № 4. С. 21–37.

Копп М.Л., Иоффе А.И., Егоров Е.Ю. и др. Геодинамика Окско-Донского новейшего прогиба // Общие и региональные вопросы геологии: Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП "Интеграция". М.: ГЕОС, 2000. № 5. С. 123–179.

Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В. Саратовские дислокации: Кинематика горизонтальных перемещений // Там же. 2001. № 5. С. 45–60.

Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В. Новейшее поле деформаций Общего Сырта (Северный Прикаспий) // Тектонофизика сегодня: (К юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН, 2002а. С. 248–271.

Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Никонов А.А. Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен-четвертичного прогиба // Докл. РАН. 2002б. Т. 385, № 3. С. 387–392.

Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 18–29.

Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Там же. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 19–30.

Короновский Н.В. Палеогеновый вулканизм Ближнего и Среднего Востока и его тектоническая позиция // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 67–78.

Короновский Н.В. Аграхан-Тбилиско-Левантийская зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 1. С. 75–79.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: Геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–36.

Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Там же. 1987. № 3. С. 49–55.

Косыгин Ю.А., Магницкий В.А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1948. Т. 23, вып. 3. С. 3–15.

Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Регион. геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73–84.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. № 5. С. 34–36.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Там же. 1987. № 1. С. 3–24.

Курдин Н.Н. Пирсагат-Сальянская зона разрывов Юго-Восточного Кавказа: (Морфокинематический анализ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 2. С. 31–39.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).

Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.

Леонов Ю.Г. Миф об Урало-Оманском линейном элементе // Там же. 1994. № 5. С. 82–84.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Там же. 1995. № 6. С. 3–21.

Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН; НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 30–57.

Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.

Либрович В.Л. Дислокации четвертичных и плиоценовых отложений Отваженской долины на Самарской Луке // Докл. первич. орг. науч.-исслед. техн. горн. о-ва (ВСЕГЕИ). Л.: ВСЕГЕИ, 1958. Вып. 1. С. 72–80.

Лиценберг Д.А. Развитие и совершенствование картирования современных тектонических движений // Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 60–68.

Лобанов А.И., Лобанова Н.П., Марусеева Н.Н. Современная структура Окско-Цнинского вала // Дистанционные методы при изучении геологии центральных районов европейской части СССР. М.: Геол. фонд РСФСР, 1985. С. 93–105.

Лобов В.А. К вопросу о дизъюнктивных нарушениях осадочного покрова Русской платформы // Нефть и геология. Куйбышев, 1958. С.71–74. (Тр. Куйбыш. индустр. ин-та; Вып. 6).

Лобов В.А., Кавеев И.Х. О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции // Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань, 1975. С. 27–33. (Тр. Тат. гос. НИПИ нефт. пром-сти; Вып. 30).

Лобов В.А., Кавеев И.Х., Ханин И.Л. и др. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации // Геология нефти и газа. 1974. № 7. С. 33–36.

Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 34–112. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 460).

Магницкий В.А. К вопросу о генезисе плакантиклиналей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21, вып. 3. С. 3–16.

Мазарович А.Н. Двадцать лет в изучении тектоники Русской платформы // Там же. 1937. Т. 15, вып. 3. С. 392–400.

Макаров В.И. Об активных разломах и их рельефообразующей роли на Русской платформе // Геоморфология. 1999. № 3. С. 39–40.

Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 3: (Спец. вып.). С. 53–60.

Макаров Г.В., Чекалов О.Ю., Новицкий Ю.В. Глубинное строение Бузулукской впадины и перспективы нефтегазоносности отложений среднего девона // Геология нефти и газа. 1985. № 7. С. 13–17.

Макарова Н.В., Макаров В.И., Гептнер Т.М., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Окско-Цнинского вала // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 3. С. 22–28.

Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб – неотектонически активная зона Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3–13.

Макарова С.П. Литология и фации живецких отложений в северной бортовой зоне Прикаспийской впадины // Отеч. геология. 1996. № 6. С. 55–56.

Макарова С.П., Яхимович Н.Н. О стратиграфических несогласиях в девонских отложениях в области сочленения Русской плиты, Прикаспийской впадины и Предуральского краевого прогиба // Там же. 1996. № 7. С. 32–34

Машкович Х.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г. О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. 1970. № 5. С. 42–46.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья: М.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.

- Милановский Е.Е.* Геология СССР. Ч. 1. Введение. Древние платформы и метаплатформенные области. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. 248 с.
- Мирчинк М.Ф.* Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи. М.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 25–42. (Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР; Т. 2, вып. 4).
- Мирчинк М.Ф., Шахновский И.М., Шебалдин В.П.* О природе бортового уступа Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1973. № 1. С. 9–14.
- Михалькова В.Н., Акимова А.А., Меньяйленко Г.П.* Новые данные о строении Доно-Медведицких дислокаций // Там же. 1985. № 11. С. 31–36.
- Мошшович Э.Б., Безбородов Р.С., Викторов Д.Н.* и др. Черты мезо-кайнозойского этапа геологического развития Волго-Донской территории // Геология и нефтегазоносность Юга СССР: Ростовская, Астраханская области, Калмыцкая и Дагестанская АССР: (Волго-Донская территория). Л.: Недра, 1965. С. 135–170. (Тр. НИИНефтегаз; Вып. 13).
- Мокиенко В.Ф., Молодоженов В.А., Осколков И.В.* Тектоническое районирование Волгоградской области // Геология, разработка и эксплуатация нефтяных месторождений. Волгоград, 1993. С. 8–28.
- Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 238 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 64).
- Наумов А.Д., Зайонц В.Н.* Результаты и проблемы изучения геоморфологии и новейшей тектоники Оренбургского Урала и Приуралья // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БГУ, 1972. Вып. 3. С. 52–65.
- Немцов Г.И.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Прикаспийской впадины // Геология и перспективы нефтегазоносности бортовых зон Прикаспийской впадины. М.: ВНИГНИ, 1983. С. 71–82. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 248).
- Никитин М.Ю.* Неотектоника Горного Дагестана // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 221–238.
- Николаев В.И.* Разломы и геодинамическая напряженность литосферы в Среднем Поволжье по данным дешифрирования космических снимков // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С. 45–49.
- Николаев С.В.* Некоторые результаты изучения трещиноватости пород Самарской Луки. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 24–32. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 13).
- Никола А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир: Эльф Экитен, 1992. 168 с.
- Никонов А.А., Белоусов Т.П., Энман С.В.* Землетрясения юга Восточно-Европейской платформы и их структурная позиция // Физика Земли. 2001. № 5. С. 30–41.
- Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: ОИФЗ РАН, 2000. 487 с.
- Новиков А.А., Цимберг Д.И., Сапрыкин Ф.У., Березовская Т.В.* Барьерные рифы бортов Уметовско-Линевской депрессии – первоочередные объекты поисково-разведочных работ на нефть на территории Волгоградской области // Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений Прикаспийской впадины и ее обрамления. М.: ИГиРГИ, 1981. С. 17–22. (Тр. ВолгоградНИПИНефть).
- Новикова А.С.* О трещиноватости осадочных отложений восточной части Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 5. С. 68–85.
- Ноинский М.Э.* Самарская Лука // Тр. Казан. о-ва естествоиспытателей. 1913. Т. 45, вып. 4/6.
- Обедиентова Г.В.* Происхождение Жигулевской возвышенности и развитие ее рельефа. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 247 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 53, вып. 8).
- Обедиентова Г.В.* Новейшие тектонические движения и геоморфологические условия Среднего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 100 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 72, вып. 17).

Обедиев Г.В. О формировании Заволжского неотектонического прогиба // Структурная и климатическая геоморфология. М.: Наука, 1966. С. 61–71.

Обедиев Г.В. Формирование речных систем Русской равнины. М.: Недра, 1975. 175 с.

Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–25.

Осокина Д.Н. Моделирование тектонических напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 163–196.

Оффман П.Е. К вопросу о структуре и генезисе Саратовских и Доно-Медведицких поднятий // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. 20, вып. 1/2. С. 122–130.

Оффман П.Е., Машкович К.А., Грицаенко А.С. О несоответствиях между структурными этажами Саратовского Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 114–120.

Павлов А.П. Самарская Лука и Жигули // Тр. Геол. ком. 1887. Т. 2, № 5.

Павлов А.П. О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губернии и о дислокациях правого побережья Волги // Бюл. МОИП. 1896. Т. 10, вып. 4. С. 81–85.

Павлов А.П. Некоторые новые данные относительно тектоники бассейна р. Медведицы и Нижней Волги // Там же. 1901. Вып. 1, 2.

Панов Д.Г. О неотектонике Волго-Донских равнин // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1965. С. 69–83.

Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72.

Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. 180 с.

Паталаха Е.И. Явление придвига в разломной тектонике // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1175–1178.

Пермяков Е.Н. К познанию геологической истории района Жигулевского купола // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1935. Т. 13, Вып. 4. С. 453–475.

Пермяков Е.Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. М.: МОИП, 1949. (Материалы к познанию геологического строения СССР; Вып. 12 (16)).

Петров Ю.А. Ергень-река: К вопросу о распространении ергенинских песков // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22, вып. 3. С. 63–72.

Полетаев А.И. Особенности строения Хоперского линеймента // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 2000а.

Полетаев А.И. Сдвигово-ротационная модель структурной эволюции Русской платформы // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор. М.: Геоинформмарк, 2000б. 42 с.

Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.

Попков В.И. Стресс-тектоника Скифской плиты // Сб. науч. тр. / Сев.-Кавк. ГТУ. Сер. Нефть и газ. Ставрополь, 2001. Вып. 4. С. 74–86.

Попков В.И., Жданов С.М. Молодые деформации горизонтального сжатия на Южном Мангышлаке // Геотектоника. 1991. № 5. С. 81–92.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Воронина Л.А., Столяров А.С. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Стратиграфия и геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 10–39.

Попович С.В. Современная структура акватории Азовского моря // Геотектоника. 1998. № 5. С. 86–96.

Применение аэрофотогеологических и морфометрических методов для изучения неотектоники и глубинного строения Русской платформы: (Материалы семинара по аэрогеологическим и морфометрическим методам в Калуге и Воронеже). Воронеж: Изд-во ВГУ, 1973. 104 с.

Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов? // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66–75.

Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1969. 164 с.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 5. С. 57–108.

Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–197.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–112.

Расцветаев Л.М. Структуры содвижения: (Особенности строения и условия формирования) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 102–103.

Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н. и др. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 96–106.

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций: Методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.

Родзянко Г.Н. Миоцен Нижнего Дона и Нижней Волги // Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского региона. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1965. С. 84–101.

Рождественский А.П. О связи некоторых излучин Волги с местной тектоникой // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, № 3. С. 457–459.

Рождественский А.П. К вопросу о континентальных верхнеплиоценовых отложениях и неотектонике Саратовского правобережья Волги // Там же. 1954. Т. 96, № 3. С. 601–604.

Рождественский А.П., Журенко Ю.Е. Основные морфоструктуры центральной части Волго-Уральской области // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 1. С. 17–23.

Рождественский А.П., Журенко Ю.Е. О Перикаспийской и центральной Волго-Уральской системах неотектонических дислокаций // Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 42–47.

Розанов Л.Н., Цыганков А.В., Алишин В.М. Тектоническое районирование и новейшие движения Нижнего Поволжья Л.: Недра, 1965. С. 238–251. (Тр. Волгогр. НИИ нефти и газ. пром-сти; Вып. 3).

Романов А.А., Зайонц В.Н. К методике структурно-геоморфологического исследования равнинно-платформенных областей (на примере Нижнего Поволжья и Оренбургского Предуралья) // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во СГУ, 1976. Вып. 9, ч. 2. С. 26–33.

Савельев А.А. Структура и условия образования офиолитовых ультрабазит-базитовых ассоциаций Урала // Геотектоника. 1996. № 3. С. 25–35.

Сазонов Н.Т. Тектоническое строение Жигулевской и Борлинской зон дислокаций // Основные результаты изучения геологии и нефтеносности Русской платформы. М.; Л.: Гостехиздат, 1951. С. 19–39. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 2).

Сазонов Н.Т. Тектоническая структура Рязанской и Пензенской областей и Мордовской АССР // Стратиграфия и тектоника Русской платформы: Геохимия и региональная геология. М.; Л.: Гостехиздат, 1953. Т. 3. С. 65–84.

Санаров С.В. Тектоника и условия формирования геологических структур Куйбышевского Поволжья // Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области. М.: Недра, 1973. Т. 5: Куйбышевское Поволжье. С. 9–512. (Тр. ИГиРГИ).

Сборщиков И.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии: (Современная кинематика) // Геотектоника. 1981. № 6. С. 92–108.

Светлакова А.Н. Результаты сейсмического моделирования разреза в условиях соляной тектоники и регионального сжатия // Отеч. геология. 1993. № 1. С. 85–91.

Седайкин В.М. Палеогеоморфологический анализ доплиоценового рельефа Северо-Западного Прикаспия // Палеогеоморфологические методы при нефтегазопромысловых работах. М., 1975. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 170).

Семихатов А. Тектоника Саратовского уезда // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1926. Т. 4, Вып. 1/2. С. 1–20.

Силонов Ф.А. О тектоническом районировании авлакогенов в связи с поисками погребенных поднятий (на примере района Иловлинско-Медведицких дислокаций) // Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1971. С. 152–168. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 84).

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам: (Методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22.

Сим Л.А. Неотектонические поля напряжений Восточно-Европейской плиты и соседних структур: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1996. 41 с.

Соколов Н.И. К вопросу о тектонике Самарской Луки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15, вып. 3. С. 275–294.

Старухин А.А. Неотектоника восточного крыла Среднерусской антеклизы и прилегающей части Окско-Донской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Воронеж, 1973. 25 с.

Стовба С.Н., Стифенсон Р.А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. журн. 2000. Т. 22, № 4. С. 37–61.

Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 179).

Суханова Т.В. Эволюция и новейшая структура Окско-Цнинского вала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2000. 36 с.

Талицкий В.Г. Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде // Геотектоника. 1998. № 2. С. 93–105.

Татаршивили Л.И., Сепашвили О.А., Годердзишвили Г.С. Среднеэоценовые вулканы аджаро-триалетского типа на южном склоне Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 4. С. 79–86.

Тверитинова Т.Ю. Структуры разрушения массивов магматических и метаморфических пород разломных зон и межразломных блоков Тырнаузского рудного поля (Центральный Кавказ) // Там же. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 29–41.

Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.

Трегуб А.И. Элементы первого ранга в неотектонической структуре территории ВКМ // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 1999. № 8. С. 9–14.

Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2002. 220 с. (Тр. НИИ геологии ВГУ; Вып. 9)

Трегуб А.И., Глушков Б.В., Корабельников Н.А., Устименко Ю.А. Экзогенные геодинамические процессы: Оценка, прогноз, мониторинг (на примере Воронежской области). Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999. 76 с.

Трегуб А.И., Старухин А.А. Приповерхностная трещиноватость и ее соотношение с тектонической структурой Воронежской антеклизы // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 1996. № 1. С. 38–43.

Трегуб А.И., Трегуб С.А., Козырев А.В. Область динамического влияния Чернокалитвинского разлома // Там же. 1997. № 3. С. 50–55.

Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.

Трофимов В.А. Структуры горизонтального сжатия на территории Татарстана и северной части Оренбургской области // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 4. С. 476–479.

Трофимов Д.М., Зотова Е.Н., Израилев В.М. и др. Предварительные результаты комплексной геологической интерпретации аэро- и космических снимков центральной части Окско-Цнинского вала // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 11. С. 69–76.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Океаны. [и] Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.

Хаин В.Е., Соколов Б.А. О возможных соотношениях структур Донецкого кряжа и так называемого Кряжа Карпинского // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 1. С. 180–183.

Харченко В.М. Инженерно-геологическое районирование семиаридных территорий (на примере Калмыкии): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 24 с.

Холмовой Г.В. О развитии плиоценовой и раннеплейстоценовой гидросети в бассейне Верхнего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. М.: Наука, 1974. № 42. С. 89–98.

Худяков Г.И. Новейшие тектонические движения и история развития рельефа в бассейне среднего течения р. Урал // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1960. С. 141–156.

Цыганков А.В. Методика изучения неотектоники и морфоструктура Нижнего Поволжья (в связи с нефтегазосностью). Волгоград: Нижне-Волж. кн. изд-во, 1971. 256 с. (Тр. Волгоград НИПИнефть; Вып. 7).

Цыганков А.В., Брылев В.А., Сапрыкин Ф.У. Проявление новейших разрывных нарушений в рельефе Приволжской возвышенности // Геоморфология. 1975. № 2. С. 103–107.

Четвертинные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья / Под ред. А.В. Вострякова. Саратов: Изд-во СГУ, 1978. 184 с.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. (Тр. Ин-та геологии АН СССР; Вып. 135).

Шарданов А.Я., Шекло В.П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазосности мезозоя // (Тр. Краснодар. фил. ВНИГНИ. 1959. Вып. 1). С. 3–27.

Шарыгино-ладвиговская тектоника Волго-Уральской области / М.А. Камалетдинов, В.А. Степанов, И.М. Жуков и др. М.: Наука, 1990. 149 с.

Шатский Н.С. Балыклейский грабен и дислокации Южного Поволжья // Вестн. Моск. горн. акад. 1922. Т. 1, № 1. С. 13–43.

Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15, вып. 1. С. 4–27.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. 132 с. (Материалы к познанию геол. строения СССР; Вып. 2(6)).

Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ): Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 4 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39–66.

Шафиро Я.Ш., Аванисьян Г.М. Мезо-кайнозойская структура Волгоградского Поволжья и ее соотношение с девонским региональным структурным планом. Л.: Недра, 1965. С. 206–231. (Тр. Волгогр. НИИ нефт. и газ. пром-сти; Вып. 3).

Шафиро Я.Ш., Хлыстова В.Н. Формирование локальных поднятий зоны Дону-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37, вып. 5. С. 111–132.

Швецов М.С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. М.: Гостоптехиздат, 1954.

Шевырев Л.Т. Кольцевые структуры (гранитные купола) юго-востока Воронежского кристаллического массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 10. С. 47–52.

Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С. Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря // Геотектоника. 1997. № 1. С. 59–70.

Шульц С.С. Об изучении планетарной трещиноватости // Деформации пород и тектоника. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 147–153.

Шукин Ю.К. Глубинная сейсмическая тектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13: (Спец. вып.). С. 6–10.

Якушова А.Ф., Сягаев Н.А., Чистяков А.А. Методика и некоторые результаты структурно-геоморфологических исследований в Восточном Предкавказье и Северо-Западном Прикаспии // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. Вып. 7. С. 346–377.

Ятченко Л.Д. О возрасте диагональных разрывов Западного Копетдага // Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1966. № 4. С. 127–128.

Яхимович Н.Н. Геодинамика Соль-Илецкого тектонического выступа на юго-востоке Русской платформы // Отч. геология. 1996. № 7. С. 32–34.

- Adamija Sh.A., Lordkipanidze M.B., Zakariadze G.S.* Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 40. P. 183–199.
- Akhmetiev M.A.* Ecological crises of the Paleogene and Neogene in extratropical Eurasia and their putative causes // *Paleontol. J.* 1996. Vol. 30, N 6.
- Atlas Tethys: Palaeoenvironmental maps / Ed. J. Dercourt, L.-E. Ricou, B. Vrielynck. P., 1993.
- Bartov Y., Steinitz G., Eyal M., Eyal Y.* Sinistral movement along the Gulf of Aqaba – its age and relation to the opening of the Red Sea // *Nature*. 1980. Vol. 285. P. 220–222.
- Bazhenov M.L.* Palaeomagnetism of Cretaceous and Palaeogene sedimentary rocks from the Kopet-Dagh and its tectonic implications // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 136, N 3/4. P. 223–237.
- Berberian M.* An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran: A seismotectonic review of the country // *Geol. Survey Iran. Rep.* 1976. N 39. P. 7–141.
- Bergerat F.* Paleocontraintes et evolution tectonique paleogene du Foss Rhenen // *C. r. Acad. sci.* 1983. Vol. 297, N 1. P. 77–80.
- Bergougnan H., Fourquin C.* Paleo-, Tardi- and Neotectonic mechanisms of the present North Anatolian fault zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic Ranges // *Proc. Intern. symp. multidiscip. appr. earthquake predict*, Mar. 31-Apr. 5, 1980. Istanbul, 1982. P. 23–42.
- Bina M.M., Bukor I., Prevot M.* et al. Paleomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 121. P. 303–329.
- Bocaletti M., Manetti P.* The main unconformities and tectonic events in the Pontides // *Boll. geofis. teor. ed appl. Trieste*, 1988. Vol. 30, N 117–118: Monograph on the Black Sea. P. 9–16.
- Cloos H.* Über antitetische Bewegungen // *Geol. Rundsch.* 1928. Bd. 19, H. 3. S. 246–251.
- De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // *Geophys. J. Intern.* 1990. Vol. 101. P. 425–478.
- Eldholm O., Faleide J.I., Myhre A.M.* Continent-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 1118–1122.
- EUGENO-S Working Group. Crustal structure and tectonic evolution of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S project) // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 150. P. 253–348.
- Finetti J., Bricchi G., Del Ben A.* et al. Geophysical study of the Black Sea // *Boll. geofis. teor. ed appl. Trieste*, 1988. Vol. 30, N 117/118: Monograph on the Black Sea. P. 197–324.
- Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults // *Tectonophysics*. 1974. Vol. 21, N 1/2. P. 93–134.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I.* et al. The shear along the Dead Sea rift // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1970. Vol. 267. P. 107–130.
- Garfunkel Z.* Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 80. P. 81–108.
- Girdler R.W.* The Dead Sea transform fault system // *Ibid.* 1990. Vol. 180, N 1. P. 1–13.
- Gordon R.G., Jurdi D.M.* Cenozoic global plate motions // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 91, N B12. P. 12389–12406.
- Hempton M.K.* Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea // *Tectonics*. 1987. Vol. 6. P. 687–705.
- Hippolyte J.-C.* et al. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, Southern France // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 226. P. 15–35.
- Illies I.H.* Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system // *Geol. Rundsch.* 1975. Bd. 64. S. 677–699.
- Jackson J.A.* Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97, N 9. P. 12471–12479.
- Jackson J.A., McKenzie D.* Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1984. Vol. 77. P. 185–264.
- Jaroszewski W.* Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszaryw nierogenicznych na przykladzie pynocnowschodniego obrzezenia mezozoicznego Gyr Swietokrzyskich // *Stud. geol. pol.* 1972. Vol. 38. S. 215.
- Kopp M.L., Ioffe A.A., Zarschikov A.A.* Intraplate deformation of the Scythian and southern East European platforms as a result of pressure from the Arabian plate // *Peri-Tethys Programme: III Moscow workshop*, May 13–15, 1997: Abstracts. Moscow, 1997. P. 19–20.

- Korčemagin V.A., Emec V.S., Pavlov I.O. et al. Tektonophysikalische Besonderheiten regionaler Störungen Eurasiens // *Ztschr. geol. Wiss.* 1996. Bd. 24, H. (3/4). S. 335–342.
- Krenkel E., von. Syrabien // *Ztschr. Dt. geol. Ges.* 1941. Bd. 93, H. 7/8. S. 357–376.
- Letouzey J., Tremolieres P. Paleostress around the Mediterranean since the Mesozoic from micro-tectonics: Comparison with plate tectonic data // *Rock Mech.* 1980. Vol. 9. P. 173–192.
- Liboriussen J., Ashton P., Tygesen T. The tectonic evolution of the Fennoscandian border zone in Denmark // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 137, N 1/4. P. 21–30.
- Lowell J.D. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 3091–3102.
- Max M.D., Ohta Y. Did major fractures in continental crust control orientation of the Knipovich Ridge–Lena Trough segment of the plate margin? // *Polar Res.* 1988. Vol. 6. P. 85–93.
- Mohajer-Ashjai A., Behzadi H., Berberian M. Reflections on the rigidity of the Lut block and recent crustal deformation in Eastern Iran // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 25, N 3/4. P. 281–301.
- Myhre A.M., Eldholm O. The Western Svalbard margin (74°–80° N) // *Mar. and Petrol. Geol.* 1988. Vol. 5. P. 134–156.
- Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: Influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan // *C. r. Acad. Sci.* 1997. Ser. IIa. T. 329. P. 49–57.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A. Santonian to Paleocene tectonics of the East European craton and adjacent areas // *Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Sci. Terra.* 1999. Vol. 69, suppl. A. P. 147–159.
- Norling E., Bergström J. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of Scania, Southern Sweden // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 137, N 1/4. P. 7–20.
- Nowroosi A.A. Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East Asia // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 62, N 3. P. 215–237.
- Okay A.I., Sengör A.M.C., Görür N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 267–270.
- Popolitov K.E. Analysis of gravity data for the Karpinsky Swell and adjacent area // *Геофизический журнал.* 2000. T. 22, № 4. С. 119.
- Quennell A.M. The Western Arabia rift system: The geological evolution of the East Mediterranean // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1984. N 17. P. 775–788.
- Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rassanova G.V., Fursova E.V. II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South East Asia and Oceania: Principles of quasiplastic deforming of fractured media // *J. Earthquakes Predict. Res.* 1997. Vol. 6. P. 11–36.
- Ricou L.-R., Siddans A. Collision tectonics in the Western Alps // *Collis. Tecton. Ries. Geol. Soc.* 1986. N 9: (Spec. Publ.). P. 229–244.
- Robinson A., Spadini G., Cloetingh S., Rudat Y. Stratigraphy of the Black Sea: Inference from basin modelling // *Mar. and Petrol. Geol.* 1995. Vol. 12, N 8. P. 821–835.
- Ron H.R., Freund R., Eyal I. Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, NB7. P. 6256–6270.
- Rosendahl B.R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1987. Vol. 15. P. 445–503.
- Rotstein Y. Counterclockwise rotation of the Anatolian block // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 103, N 1/2. P. 71–91.
- Schipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh massif and the Ukrainian shield across the Dnieper–Donets aulacogen // *Ibid.* 1996. Vol. 268. P. 109–125.
- Seismotectonic map of the Middle East. Scale 1:5 000 000 / Comp. by A. Haghipour. 1992.
- Sengör A.M.C., Burke K., Dewey J. Tectonics of the North Anatolian transform fault // *Multidisciplinary approach to earthquake prediction.* Braunschweig; Wiesbaden, 1982. P. 3022.
- Sengör A.M.C., Yilmaz V. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 75. P. 181–241.
- Silvester A.G. Strike-slip faults // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.
- Sim L.A., Korčemagin V.A., Frischbutter A., Bankwitz P. The neotectonic stress field pattern of the East European platform // *Ztschr. geol. Wiss.* 1999. Bd. 27, H. 3/4. S. 161–181.
- Sobornov K. Structural evolution of the Karpinsky swell, Russia // *C. r. Acad. sci. Ser. II.* 1995. Vol. 321. P. 161–169.

Tapponnier P. Evolution tectonique du système Alpien Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique // *Bull. Soc. géol. France.* 1977. Vol. 19. P. 437–460.

Tapponnier P., Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // *Nature.* 1976. Vol. 264, N 5584. P. 319–324.

Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia // *Collis. Tecton. Ries. Geol. Soc.* 1986. N 9: (spec. publ). P. 115–157.

Tirrul R., Bell I.R., Griffiths R.J., Camp V.E. The Sistan suture zone of Eastern Iran // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 94. P. 134–150.

Van Bemmelen R.W. The evolution of the Indian Ocean mega-undation (causing the indico-fugal spreading of Gondwana fragments) // *Tectonophysics.* 1965. Vol. 2. P. 29–57.

Wellman U.M. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan // *Geol. Rundsch.* 1966. Bd. 55, H 3. S. 716–735.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22, N 1. P. 108–125.

Wilcox R.N., Harding T.R., Sceely D.R. Basic wrench tectonics // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1973. Vol. 57. P. 74–96.

Woodcock N., Fischer M. Strike-slip duplexes // *Struct. Geol.* 1986. Vol. 8, N 7. P. 725–735.

Ziegler P.A. Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 137. P. 389–420.

SUMMARY

The monograph is to elucidate some aspects of origin of intraplate deformations, which are supposed to proceed under the influence of processes in active margins of platforms. Since the main object of investigations is the platform area of southeastern Europe (the young Scythian plate and the southern part of the East European craton), the southern collisional margin of the Eurasian plate is thoroughly considered. The author draws attention to a role of horizontal component of recent tectonic movements, which has not been studied adequately.

Recent structure of platform areas of southeastern Europe is represented by gently dipping flexures, subvertical faults and brachiforms. Therefore, It is traditionally considered the structure characteristic of folding under vertical block movements. This monograph, however, is an attempt to demonstrate that this realm of actually vertical tectonics is but a "top of an iceberg", underlain by a fundamentally different deformation stage dominated by horizontal instead of vertical movements.

The idea that the recent intraplate structure of the studied area has been induced by the alpine collision has been also advanced by several researchers (such as Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.M. Nikishin, Yu.K. Schoukin, L.A. Sim and others). However, the ideas of this sort were usually based on general considerations only. The author of this monograph in co-operation with the colleagues at Moscow Geological Institute and Moscow State University carried out a special neotectonic study of the discussed area from mobilistic viewpoint. The book is based on original material involving results of detailed field observations in the Oka-Don neotectonic basin, the Volga and Peri-Caspian regions accompanied by mass mesotectonic measurements of fracturing, slickensides and stylolites. On this base the author makes an attempt to reconstruct concerted movements of the platform blocks under the northward pressure from the Peri-Arabian collisional area.

Several approaches have been used.

The first one is the analysis of published geophysical and drilling data. There has been evidence long ago that some intraplate faults show a reverse or thrust component. For example, as far back as in 1937, it was reported at the Moscow Geological Congress on the results of studies of the North Donets overthrust in the northern border of the Donets Basin foldbelt. The Cretaceous and Paleogene strata along with the Paleozoic ones deformed at the thrust zone. By now such young (post-Eocene in age) overthrusting has been proved for the Zhiguli and Elshanka-Sergievka deep-seated faults in the Volga – Peri-Caspian region as well as for some faults deforming the basement and cover of the Scythian plate in the Azov region. The Zhiguli deep-seated fault, which are well studied geophysically and by drilling, displaces, apart from the Carboniferous, Cretaceous and Paleocene-Eocene, also even the upper Pliocene (Akchagylian) strata. The thrust nature of the Manych flexure is more problematic because of absence of reliable drilling data. However, some authors presume a deep-seated thrust there, on the basis of seismic prospecting data. The same refers to the fault along the steep northern limb of the Orenburg swell.

The second method used was to reveal the structural patterns of platform areas possibly related with horizontal movements. It has been found out that such typical features of wrench deformations as sharp kinks in plane, sigmoid folds and offsets of flexures and swells can be observed there, as well as virgations and en echelon arrangement of folds.

For example, in a structural map for the Karpinsky swell built up on the top of Cretaceous one can see a series of oblique faults and flexures displacing step-by-step (with a summary amplitude of 10 to 20 km) Manych flexure separating the southern flank of Karpinsky swell from the Manych trough (see Fig. 41). To the east of the biggest diagonal lineament, the flexure becomes steeper and is complicated by a series of longitudinal faults (see Figs. 40, 41). Such fundamental morphological change in the swell transverse section, accompanied by its sharp kink in plane, evidently indicates a dextral shear. It is quite essential that the diagonal faults separate blocks differing in structural style (see Figs. 42, 43). In this respect, these faults are analogous with transfer faults, found in many basins. Besides, junctions of brachifolds and faults at the right angle as well as en echelon arrangement of structures can not be explained without taking the horizontal shear into consideration. The observed structural pattern suggests that the Alpine compression has reached from the Caucasus to the Scythian plate where it caused the formation of the dextral shear system and an small-amplitude underthrust of the recent East Scythian block under the East European craton (see Fig. 46).

Another example is the Zhiguli deformations, also post-Paleocene in age. The Zhiguli swell, branching in the east, forms a specific confined (of the 2nd type) virgation, indicating in that case a sinistral transpression (see Figs. 79–81). In the neck of virgation located near Syzran', sharp kinks of the strike-slip nature are observed, with the en echelon structural pattern. The eastern kink is on the continuation of the Zhiguli fault. Thus, It may be assumed that the Zhiguli virgation resulted from the horizontal compression, focused around Syzran', and compensational lateral escape of the rock masses directed eastward to the Peri-Caspian syncline (see Fig. 81). Features of horizontal shift can also be evidenced in a structure of the Saratov deformations where the en echelon arrangement of domes and sharp junction of folds and faults at the right angle are present. The en echelon deep structural pattern of presumably recent age can be assumed in the Orenburg area as well.

Next approach is the analysis of specific features of plane topographic geometry, permitting to establish the fault kinematic sign. To this aim, we used the digital elevation and relief gradient models synthesized on a computer. One of such models (for the Zhiguli mountains and Samara meander on the Volga river) shows a sinistral offset of the Usa valley for a distance of some 2 km (see Fig. 77). Provided for the Early Pleistocene valley age, the rate of the displacement along the fault comprises 1–2 mm a year, which is comparable to the rate of uplift of the Zhiguli mountains. The western and southern flanks of the recent Oka-Don basin, complicated by faults are well-distinguished on another series of the digital elevation models (see Figs. 88–89). Some specific features allow to identify kinematics of these faults. For example, gently dipping normal faults are determined for the cirque shape of their traces, faced by concavity to the downthrown wall (see Figs. 12, 14); on the contrary, reverse faults and thrusts are manifested by the arcs, faced by concavity to the upthrown (hanging) wall. Strike-slip faults can be determined from en echelon arrangement of their segments; in this case, pull-apart gaps appeared at the conjunction of strike-slip segments would do not prevent slipping of notched sides of the major strike-slip fault (see Figs. 18, 19). Some valleys in the central part of the recent Oka-Don basin appear like typical break-away (extension) ruptures whose opposite zigzag-shaped walls have broken geometry in plane and can be brought into coincidence (see Fig. 20).

The above techniques have been used to compile structural scheme of the Oka-Don basin where the faults are divided by kinematic sign (see Fig. 89). That predominant are normal faults of submeridional strike and dextral strike-slips of northwestern strike. Besides, there occur sinistral strike-slips of northeastern orientation, and, in the south, sublatitudinal thrusts. This structural pattern has permitted to conclude that the regional structure has formed under the sublatitudinal lengthening accompanied by an insignificant submeridional shortening. The southward increase of compression suggests the northward direction of acting pressure.

Finally, the last very important methodical approach is the field mesotectonic study of fracturing, slickensides, veins and stylolites. The results we obtained in this direction are pioneer in some extent, since no observations of the kind have earlier been attempted in the region under study. The overall data bank exceeds 6000 measured mesostructures.

There is a difficult problem of dating the mesostructures. Part of them have been fixed in the Paleozoic limestones containing most reliable slickensides and stylolites. However, our observations conducted in the places with neighbouring Paleozoic and Upper Cretaceous sediments (for example, near the town of Voronezh) show that the deformation axes orientations established there approximately coincide in both cases. So we can conclude the ensemble of mesotectonic fractures measured at the Paleozoic rocks was formed (or re-activated) after Cretaceous, i.e. most likely in the Recent epoch. Besides, there are some cases when the stress field determined by the mesotectonic measurements in the Paleozoic rocks, corresponds to the recent macrostructural pattern. For instance, in the Zhiguli area the submeridional shortening revealed by mesotectonic measurement in Carboniferous limestones evidently predominates, being oriented diagonally to the Zhiguli fault, thus suggesting a reverse along with sinistral strike-slip displacement (see Fig. 83). One can recall that the above data of recent structural pattern analysis, the drilling data and results of the remote sensing interpretation indicate the same kinematics for the recent Zhiguli fault.

Results of mass mesotectonic measurements are processed statistically on stereograms as well as on computer using the software created by O.I. Gouschenko. The computered maps show horizontal projections of the axes of integrated deformations as well as the Lode-Nadai coefficient values indicating a type of the stress regime; the horizontal projections of the lengthening axis have predominantly sublatitudinal whereas the shortening one submeridional orientation (see Figs. 71, 93, 103, 105).

All the above approaches combined have permitted to make conclusion about inner kinematics of platform area of the southeastern Europe (see Fig. 106).

In the central and eastern parts of the considered platform area just opposite the Caucasus, there is a domain of sublatitudinal reverse faults and thrusts. They increase in number toward the Caucasus, while northward they are replaced by submeridional, and, rarer, sublatitudinal normal faults. Between the reverse and normal faults there occur strike-slip ones. Such spatial distribution of fractures of different kinematics indicate that the pressure was directed from the south, i.e. from the Alpine collisional belt and Arabian plate the indenter.

Dextral faults of northwestern strike have been registered in the extreme western part of the studied region, while sinistral ones, of from northeastern to latitudinal orientation occur in the central and eastern parts. The dextral and sinistral shear domains are symmetrical relative to a meridional line, tracing the Cazbek neck of Greater Caucasus and, further, the Arabian contreforce in the south. It probably marks the place of maximal pressure of Arabian indenter in the given segment. Thus, the dextral shears of the Voronezh massive and Donets basin continue the dextral shear domain of the West Caucasus and Anatolia, while the Volga River and Peri-Caspian sinistral shears continue the sinistral shear domain of East Caucasus and Alborz, accordingly.

There is, however, some lateral asymmetry that breaks this entirely symmetrical picture. The maximum compression and neotectonic uprise are present in the west of the study region, in the vicinity of the Voronezh massif and Donets basin, whereas the extension and downwarping are located in the east, near the Peri-Caspian syncline. This suggests that the pre-deformational heterogeneities of platform crust are essential for distribution of the collision-related deformations. Wherever the blocks of the Alpine belt collided with a thick crust of the Ukrainian shield and Voronezh massif, there emerged the excessive compression. Where they encountered a thin crust of the Peri-Caspian syncline, the compression was less and the collision-related pressure was, therefore, realized in the formation of extension structures.

Such an asymmetry of deformation was the reason for a lateral eastward squeezing-out of rock masses toward the Peri-Caspian syncline and Turanian corridor in-between the zones of Arabian and Indian pressure. In this deformation field, the Peri-Caspian block moved eastward and southeastward, with some clockwise rotation.

The data on latitudinal extension in the southeastern Russian platform are interesting because they indicate that in northern part of the zone of the Arabian indenter dynamic influence, there is an area of collision-related extension similar to the Baikal or the Rhine grabens which are in the north terminate the zones of influence of Indian and Apulian plates respectively.

It is doubtless that the alpine deformation was transferred via the platform basement and as a whole through the upper crust. In other case, it could not have spread so deep northward into the body of the East European craton. Geophysicists have proved that the structure becomes more complicated downward in all the studied regions (see Figs. 67, 75, 98).

Everywhere the basement participates in the alpine structural pattern. It is particularly compressed and uplifted in zones of sublatitudinal strike, perpendicular to the direction of the alpine pressure. Another evidence of the deep nature of horizontal compression is that the regional structural pattern contradicts the surficial morphology of structures. On the one hand, the structural pattern indicates that the deformation has occurred essentially under the strike-slip stress regime. There are many reasons to believe that the horizontal movements at the depth could be quite significant, up to first tens of km (see Figs. 41, 66, 81). On the other hand, we do not usually find any surficial shears (their place is taken by shallow flexures and swells kinked in the horizontal plane as well as an echelon brachifolds). Besides, the surficial jointing is dominated by normal faults and extension fractures instead of strike-slip faults.

How to overcome this contradiction? The only way is to suggest a dynamic lamination of platform crust. For greater vividness, we may address to a well-known W. Churchill's metaphor of bulldogs struggling under a carpet. The bulldogs which symbolize the basement blocks may move for substantial distances in the horizontal direction. At the same time, the heavy "carpet" that is, the platform cover, does not suffer any horizontal displacement. It will barely rise in the place the "bulldog" has crawled to, and, accordingly, sink where the "dog" has crawled out.

In other words, deep in the earth, there must exist subhorizontal decollement horizons, separating the deformation etages. It is not necessarily that these surfaces should extend for large distances; they could develop only in the stress concentration areas. In this respect, essentially important are features of localization for recent deformations in relation to heterogeneities of geologic substrate, which are discussed in the book. Besides the listed above, they are as follows: the alpine compression primarily concentrates in the Paleozoic aulacogenes, strike-slip faults are confined to boundaries of crust domains differing in their thickness and mechanical properties, for example, the flanks of Voronezh and Rostov massives (see Fig. 58). However, the crustal heterogeneities control only specific occurrence of the structures but not their regional ensemble.

Based on geophysical material, author of the monograph analyzes a problem of the depth of alpine stresses within considered platform crust. The linear elements of recent structure mapped at the Earth surface are best correlated with those of the lower (ductile) crust of the 20–40 km depth. Consequently, one can conclude that the latter is the lower, the thickness, part of the crust layer where the lateral stresses and mutual slipping of sub-horizontal or gently-dipping basement slabs induced by the northward pressure of the Arabian indenter are concentrated. The uppermost limit of this crust layer is seemingly marked by hypocentres of intraplate earthquakes occurring in the upper (brittle) crust predominantly on the depth of 5–10 km, rarely 15–18 km. Although any information about focal mechanisms of these earth shocks has been unavailable so far, the fact that their epicentres are confined to major recent strike-slip faults of studied region is indicative of the current horizontal stresses as a main reason of the intraplate seismicity. At last, the uppermost part of the upper crust including top of the drilled platform basement as well as the entire sedimentary cover with the overall thickness of about 5–15 km, is an deformational etage where the deep horizontal movements decrease gradually upward under a heavy “blanket” of passively lying platform complex and are compensated by subvertical block movements (Germano-type deformation) whose expressions we observe in features of the surficial structure.

The revision of existing views on rigidity of the Cenozoic European plate is made in the final chapter of the monograph based on a broader spectrum of material related to the entire Cenozoic geodynamics of the East European craton and adjacent parts of Eurasia. In the author’s opinion, our present view of unity and rigidity of the Eurasian plate in the Cenozoic is far from complete. In fact, the Eurasian plate represented a time-varying kaleidoscope of subplates that moved with different velocities from the Atlantic – Arctic spreading axis (see Fig. 116). However, Eurasian fragments whose the general south-eastward motion was the least restrained in the south by the Gondwanian relics colliding with Eurasia, were accelerated to the maximum.

After northward propagation of the spreading axis in the Paleocene, Siberia and East Europe, which was bounded from West Europe (detained by the Apulia-Eurasia collision) by the Transeurasian dextral shear along the Tesseire-Tornquist line, started their joint movement to the south-east. As an independent subplate, the East European platform separated from Siberia only in the latest Eocene, most likely due to interlock of the Asia movement by Indostan. A presence of free space in the form of the Tethyan relics occurred immediately on the course of the East Europe motion, on the one hand, and local accumulation of the ridge push in Fenno-Scandia, on the other hand, resulted in traction dragging out the East Europe southeastward. This shift was accompanied by sinistral displacement along north-eastern border of East Europe and by recent orogenesis of Urals resulted from oblique collision between the East European subplate and blocks of the zone of dynamic action of Indian indenter.

In the Pliocene, the independent movement of East Europe was ceased by collision between Arabia and Eurasia. As a result, the Fenno-Scandian plateau uplifted, and, in its turn, this caused the glaciation in the northwest of the modern European continent.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
-----------------------	---

Часть I

Глава 1

Краткая история вопроса	9
--------------------------------------	---

Глава 2

Орогенная геокинематика Периаравийской коллизивной области	19
2.1. Общая деформационная зональность.....	19
2.2. Развитие горизонтальных движений во времени.....	30

Глава 3

Некоторые методы диагностики горизонтальной компоненты новейших движений в пределах платформ	36
3.1. Анализ региональных структурных рисунков	36
3.2. Дешифрирование материалов дистанционных исследований и цифровых карт для картирования и установления кинематического типа новейших разрывов.....	40
3.3. Структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур.....	59

Часть II

Глава 4

Кряж Карпинского и Скифская плита	81
4.1. Гипсометрия рельефа	81
4.2. Тектоническое положение района и структура фундамента	83
4.3. Макроструктура чехла и ее интерпретация в терминах сдвиговой тектоники	84
4.4. Время деформации.....	91
4.5. Мезотектонические наблюдения.....	95
4.6. Предполагаемая кинематика новейшей деформации.....	96
4.7. Выводы	99

Глава 5

Приволжско-Ергенинский новейший уступ (и Западный Прикаспий)	100
5.1. Тектоническая позиция и структурное выражение.....	100
5.2. Геометрическая конфигурация.....	110
5.3. Кинематика трещиноватости	113
5.4. Природа уступа и соседнего Западно-Прикаспийского новейшего прогиба	119
5.5. Выводы	124

<i>Глава 6</i>	
Доло-Медведицкие дислокации	125
6.1. Особенности макроструктурного рисунка.....	126
6.2. Мезотектонические наблюдения.....	134
6.3. Попытка синтеза	140
6.4. Выводы	143

<i>Глава 7</i>	
Саратовские дислокации	144
7.1. Краткая история тектонического развития.....	144
7.2. Особенности макроструктурного рисунка.....	149
7.3. Мезотектонические наблюдения.....	154
7.4. Геокинематическая интерпретация структурных данных	165
7.5. Выводы	168

<i>Глава 8</i>	
Жигулевские дислокации	169
8.1. Особенности макроструктурного рисунка.....	170
8.2. Мезотектонические наблюдения.....	182
8.3. Выводы	190

<i>Глава 9</i>	
Окско-Донской новейший прогиб	190
9.1. Главные особенности новейшего развития: синтез литературных данных	193
9.2. Кинематика разрывов по данным дешифрирования цифровых карт рельефа.....	198
9.3. Мезотектонические наблюдения.....	216
9.4. Обсуждение результатов: новейшее поле деформаций прогиба	234
9.5. Выводы	236

<i>Глава 10</i>	
Общий Сырт и Северный Прикаспий	238
10.1. Новейший макроструктурный рисунок.....	240
10.2. Мезотектонические наблюдения.....	255
10.3. Анализ соподчиненности новейших полей деформаций	266
10.4. Выводы	270

Часть III

<i>Глава 11</i>	
Главные особенности новейшей коллизионной деформации платформ Юго-Восточной Европы	271
11.1. Внутриплитное поле напряжений и деформаций	271
11.2. Развитие деформаций во времени: корреляция с Кавказом и Копетдагом	273
11.3. Кинематика внутриплитных горизонтальных перемещений	275
11.4. Влияние горизонтальных движений на вергентность внутриплитных взбросов и флексур сжатия	278
11.5. Позиция внутриплитных дислокаций в единой динамо-кинематической зональности области давления Аравийской плиты	280
11.6. Соображения о глубинности деформации	284

Глава 12

Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое	287
12.1. Трансевразийский правый сдвиг.....	288
12.2. Восточная Европа плюс Азия или только Восточная Европа? (обсуждение вопроса об остальных границах Восточно-Европейской субплиты)	298
12.3. Анализ возможных причин самостоятельного дрейфа Восточной Европы.....	305
12.4. Геокинематическая эволюция Северной Евразии в кайнозое	307
12.5. Выводы	311
Заключение	313
Литература	315
Summary	330

CONTENTS

Introduction	5
---------------------------	----------

Part I

Chapter 1

Historical background.....	9
-----------------------------------	----------

Chapter 2

Orogenic geokinematics of the Peri-Arabian collision area.....	19
2.1. General deformational zonation.....	19
2.2. Evolution of the orogenic horizontal movements.....	30

Chapter 3

Certain of the methods of diagnostics of horizontal components of recent movements in platform areas	36
3.1. Analysis of regional structural pattern.....	36
3.2. Interpretation of remote sensing data and digital elevation models for mapping and determination of kinematics of recent faults.....	40
3.3. Structural kinematic study of mesotectonic fractures.....	59

Part II

Chapter 4

Karpinsky swell and adjacent Scythian plate.....	81
4.1. Relief hypsometry	81
4.2. Tectonic background and basement structure of the swell.....	83
4.3. Platform cover macrostructure and its interpretation in terms of wrench tectonics.....	84
4.4. Age of deformation	91
4.5. Mesotectonic observations	95
4.6. Supposed kinematics of recent deformation	96
4.7. Conclusions	99

Chapter 5

Recent Privilzhsko-Ergeni escarpment and western Peri-Caspian basin.....	100
5.1. Tectonic background and structural pronouncation.....	100
5.2. Geometric configuration in plane.....	110
5.3. Mesotectonic observations	113
5.4. Nature of the escarpment and adjacent western Peri-Caspian basin	119
5.5. Conclusions	124

Chapter 6

Don-Medveditsa deformations	125
6.1. Features of macrotectonic structural pattern	126
6.2. Mesotectonic observations	134
6.3. Attempt of the synthesis	140
6.4. Conclusions	143

Chapter 7

Saratov deformations	144
7.1. Brief characteristics of tectonic evolution	144
7.2. Features of macrotectonic structural pattern	149
7.3. Mesotectonic observations	154
7.4. Geokinematic interpretation of structural geological data	165
7.5. Conclusions	168

Chapter 8

Zhiguli deformations	169
8.1. Features of macrotectonic structural pattern	170
8.2. Mesotectonic observations	182
8.3. Conclusions	190

Chapter 9

Recent Oka-Don basin	190
9.1. Main peculiarities of recent evolution: synthesis of published data	193
9.2. Kinematics of faults, based on results of interpretation of digital elevation models	198
9.3. Mesotectonic observations	216
9.4. Discussion about recent stress/deformation field of the basin	234
9.5. Conclusions	236

Chapter 10

Obschy Syrt and northern Peri-Caspian basin	238
10.1. Recent macrotectonic structural pattern	240
10.2. Mesotectonic observations	255
10.3. Analysis of relationship of recent stress/deformation fields	266
10.4. Conclusions	270

Part III

Chapter 11

Special features of recent collision deformation of the platform area of the southeastern Europe	271
11.1. Intraplate stress/deformation field	271
11.2. Evolution of intraplate deformations: correlation with phases in Caucasus and Kopetdagh	273
11.3. Kinematics of intraplate horizontal movement	275
11.4. Effect of horizontal movements on vergence of intraplate reverse faults and compression-related flexures	278
11.5. Structural position of intraplate deformations in common dynamo-kinematic zoning of the Arabian indenter pressure area	280
11.6. Some thoughts about deepness of recent intraplate deformation	284

Chapter 12

Transeurasian dextral shear along the Tesseire-Tornquist line and supposed kinematics of the East European subplate in the Cenozoic..... 287

12.1. The Transeurasian dextral shear..... 288

12.2. East Europe plus Asia or only East Europe? (discussion of the problem of the East European subplate boundaries)..... 298

12.3. Probable reasons of the East Europe individual drift 305

12.4. Geokinematic evolution of the southern Eurasia in Cenozoic..... 307

12.5. Conclusions 311

General conclusions..... 313

References..... 315

Summary 330

Научное издание

Копп Михаил Львович

**МОБИЛИСТИЧЕСКАЯ
НЕОТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ**

*Утверждено к печати
Ученым советом
Геологического института
Российской академии наук*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*

Редактор *А.Е. Люстих*

Художник *Ю.И. Духовская*

Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*

Технический редактор *В.В. Лебедева*

Корректоры

А.Б. Васильев, Т.А. Печко, Т.И. Шеповалова

Подписано к печати 21.01.2004
Формат 70×100 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 28,0. Усл.кр.-отт. 28,7. Уч.-изд.л. 30,0
Тип. зак. 3085

Издательство “Наука”
117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Санкт-Петербургская типография “Наука”
199034 Санкт-Петербург, 9-я линия, 12

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ “АКАДЕМКНИГА” РАН

Магазины “Книга-почтой”

121099 Москва, Шубинский пер., 6; 241-02-52
197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7Б; (код 812) 235-40-64

Магазины “Академкнига” с указанием “Книга-почтой”

690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 (“Книга-почтой”); (код 4232) 45-27-91
antoli@mail.ru
620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 (“Книга-почтой”); (код 3432)
50-10-03 KNIGA@SKY.ru
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 298 (“Книга-почтой”); (код 3952) 42-96-20
660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45; (код 3912) 27-03-90
AKADEMKNIGA@KRASMAIL.RU
220012 Минск, проспект Ф. Скорины, 72; (код 10375-17) 232-00-52, 232-46-52
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 124-55-00 akadkniga@voxnnet.ru
http://akadkniga.nm.ru
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12; 932-74-79
103054 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2; 921-55-96
113105 Москва, Варшавское ш., 9, Книж. ярмарка на Тульской (5 эт.); 737-03-33,
737-03-77 (доб. 50-10)
630901 Новосибирск, Красный пр-т, 51; (код 3832) 21-15-60 akademkniga@mail.ru
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 (“Книга-почтой”);
(код 3832) 30-09-22 akdmm2@mail.nsk.ru
142290 Пушкино Московской обл., МКР “В”, 1 (“Книга-почтой”);
(код 277) 3-38-80
443022 Самара, проспект Ленина, 2 (“Книга-почтой”); (код 8462) 37-10-60
191104 Санкт-Петербург, Литейный пр-т, 57 (код 812) 272-36-65 ak@akbook.ru
199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2 (код 812) 328-32-11
194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий пр-т; 4 (код 812) 247-70-39
199034 Санкт-Петербург, Васильевский остров, 9-я линия, 16;
(код 812) 323-34-62
634050 Томск, Набережная р. Ушайки, 18; (код 3822) 51-60-36
akademkniga@mail.tomsknet.ru
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 (“Книга-почтой”); (код 3472) 24-47-74
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; (код 3472) 22-91-85

Коммерческий отдел, г. Москва

Телефон 241-03-09

E-mail: akadem.kniga@g 23.relcom.ru

akadkniga@voxnnet.ru

Склад, телефон 291-58-87

Факс 241-02-77



Михаил Львович Копп – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник группы тектонических карт Геологического института РАН, известен своими трудами в области структурной геологии, региональной тектоники и палеогеографии кайнозоя Кавказа, Копетдага и Южного Каспия. Серия специальных работ посвящена проблемам сдвиговой тектоники и внутренней геокинематики всего Альпийско-Гималайского пояса.

Настоящая книга является естественным продолжением темы единства кайнозойской деформации всего Евразийского континента, развиваемой М.Л.Коппом в течение многих лет. В цикле предшествующих работ, завершившимся изданием монографии «Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе» [М.: Научный Мир, 1997], горизонтальные перемещения внутри последнего рассматривались как результат внедрения (индентации) в Евразийскую плиту микроконтинентов – фрагментов Гондваны. Там было показано, что поля деформаций, создаваемые каждым из таких микроконтинентов-инденторов (Индостан, Аравия, Апулия), обладают общими чертами независимо от особенностей геологического строения и предыстории развития деформируемой среды; кроме того, они занимают огромные площади, выходящие далеко за рамки собственно коллизионного пояса (т.е. распространяются и на соседние платформы), и состоят из одних и тех же деформационно-кинематических зон, закономерно сменяющих одна другую по мере удаления от плиты-индентора. Данная же книга предоставляет возможность более пристально рассмотреть особенности строения и деформации периферических зон области динамического влияния Аравийского индентора. Автор для краткости назвал ее «Периаравийской коллизионной областью».

ISBN 5-02-006391-6



9 785020 063914

НАУКА