имеющая признаки обеих зон. В разрезах осадков встречаются эрратические валуны, принесенные плавающими льдинами, складки (мерзлотные и подводного оползания), трещины, знаки ряби (Merta, 1978).

Бóльшая часть озерно-ледниковых отложений относится ко времени последнего оледенения и его деградации, гораздо реже встречаются более древние и голоценовые (последние приурочены к подзонам IA и IБ). Мощность озерно-ледниковых накоплений обычно 5—15 м и лишь в самых крупных депрессиях достигает 25—50 м (Инженерная геология..., 1978).

ОТЛОЖЕНИЯ ВОДНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РЯДА

Среди *аллювиальных образований* выделяются русловая, пойменная и старичная фации. Русловые отложения — галечники, грубо- и крупнозернистые пески. Галечники характерны для долин горных и предгорных районов, пески различной крупности преобладают в долинах равнинных рек. Степень выветрелости, окатанности и крупности материала определяется строением территории и возрастом аллювия. Заполнитель галечников изменяется снизу вверх по разрезу от глинистого и песчано-глинистого в плиоцен-среднеплейстоценовых образованиях до песчаного в верхнеплейстоценовых — голоценовых. Мощность в пределах одного цикла осадконакопления для крупных рек (Волга, Днепр, Дунай, Луара и т.д.) обычно не превышает 15 м. Пойменная фация хорошо сохранилась в разрезах аллювия низких террас, на средних и высоких она, как правило, эродирована. Литологически это переслаивающиеся мелко- и среднезернистые пески, супеси, суглинки, глины, нередко с линзовидными прослоями (0,2—3 м) торфяников. Суммарная мощность пойменных фаций от 2—5 м у небольших рек до 15 м у таких рек, как Дунай, Днепр, Волга и др. Старичный аллювий, типичный для равнинных рек, залегает в виде линз мощностью до 20 м; в основном это супеси, суглинки, глины, обогащенные органикой, нередко с четкой горизонтальной или ленточной слоистостью.

В распространении, составе и мощностях аллювия по выделенным (см. рис. 1) подразделениям наблюдаются вполне определенные закономерности. В подзоне IA развиты в основном голоценовые, реже — верхнеплейстоценовые маломощные (в среднем 1—1,5 м) аллювиальные накопления, преимущественно русловой фации, грубообломочного состава. Для подзоны IB и зоны II характерно наличие хорошо развитого аллювия (современного, террасового и древних погребенных долин). Возрастной диапазон его — начало плиоцена—голоцен. В пределах современных долин представлены самые молодые — верхнеплейстоценовые и послеледниковые — отложения, сравнительно тонкого состава и незначительной (до 40 м) мощности. Древний аллювий залегает на большой, до 200 м, глубине, перекрываясь и/или переслаиваясь флювиогляциальными и моренными образованиями. Состав его более грубый: гравийно-галечный, гравийно-песчаный; вверх по разрезу увеличивается роль песков и суглинков. Мощность древнего аллювия обычно 40—60 м, а суммарная, вместе с флювиогляциальными и моренными прослоями, достигает 200 м (Польская низменность).

В подзоне IIIA развит полный комплекс аллювия, охватывающий возрастной ряд от верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового до голоценового. Наиболее древний аллювий террас отличается преимущественно галечным составом, глинистостью заполнителя, красноватостью, значительной выветрелостью, преобладанием устойчивых пород среди галек; мощность 10—40 м. Во впадинах и погребенных долинах породы того же возраста представлены песками с кварцевой галькой и гравием (общей мощностью до 30—50 м), в наиболее крупных депрессиях (Паннонской, Трансильванской и др.) — до 150 м. Молодые накопления, слагающие террасы и поймы, имеют типичное двучленное строение: галечно-гравийная русловая фация перекрывается мелкопесчаной и алеврито-

глинистой пойменной; мощность колеблется от первых метров до десятков метров.

В подзоне IIIБ древний аллювий характеризуется выветрелостью, преимущественно мелким составом: песчанистые глины с прослоями песчаного и гравийно-песчаного материала, с горизонтами погребенных почв, с покровом склоновых отложений; лишь в низах разрезов и в сужениях долин значительную роль приобретают галечные и валунно-галечные накопления. Породы, слагающие низкие террасы и поймы, имеют серый цвет, двучленное строение, отличаются свежестью материала, пестротой состава гальки, обогащенностью пойменной фации органикой; мощности от первых метров в мелких долинах до 30—50 м в крупных.

В области V распространен в основном верхнеплейстоценовый и голоценовый аллювий мощностью до 20 м, галечного или валунного состава в пределах развития морен и галечно-песчаного — в местах переработки флювиогляциальных накоплений.

Озерные отложения наиболее характерны для севера Европы, где выполняют ложбины ледникового рельефа и реже — тектонические впадины. В первом случае это глинистые илы, сапропели, пресноводные известняки. С озерами тектонического происхождения (Псковское, Чудское, Ильмень, Кубенское и др.) связаны песчано-глинистые и органогенные образования значительной мощности. Развитие молодых озерных осадков — характерная черта подзоны IA. По составу это — мелкозернистые пески, илы с примесью органики, торфяники, гиттии; мощность от нескольких до 30 м. В подзоне IB наряду с голоценовыми отмечаются и плейстоценовые озерные отложения, из них нижнеплейстоценовые (алевриты с прослоями песков и торфов общей мощностью 20—30 м) погребены на глубине около 100 м. Средне- и верхнеплейстоценовые отложения (мощностью до 100 м) состоят из раковинных и ленточных глин, тонких песков, гиттий, сапропелей, торфяников; в некоторых разрезах отмечаются прослои пресноводных мергелей и диатомитов. Голоценовые озерные отложения — торфяники, подстилаемые сапропелями, иногда с прослоями тонкослоистых супесей, обогащенных вивианитом и лимонитовыми бобовинами; мощность от нескольких до 10 м (Donner, 1965).

В зоне II древние озерные отложения представлены ленточными и карбонатными глинами, переслаивающимися с илами, торфами, сапропелями, мергелями, известняками; мощность более 40 м. Озерные осадки конца позднего плейстоцена — голоцена приурочены в основном к истокам рек, где широко развиты маломощные торфяники, подстилаемые сапропелями, тонкозернистыми глинистыми песками, суглинками.

В подзоне IIIA озерные отложения, выполняющие преимущественно тектонические впадины, представлены древними, красными и зеленовато-серыми глинами, мергелями и песками, в низах с линзами галечников; мощностью до 100 м. Верхнеплейстоцен-голоценовые осадки в основном супесчано-суглинистые с линзами тонко- и мелкозернистых песков, маломощные.

В подзоне IIIБ четвертичные озерные отложения выполняют тектонические депрессии и подпруженные лавовыми потоками долины рек. Состав отложений пестрый за счет сноса обломочного материала со склонов, в разрезе появляются туфогенные прослои. Мощности варьируют от нескольких до десятков метров.

В области V озерные отложения выполняют впадины и долины рек, подпруженные моренами или обвальными массами, и отличаются неоднородностью состава. Так, в Женевской впадине преобладают тонко переслаивающиеся глинистые пески и суглинки общей мощностью до 22 м, а для верховьев рек Арви и Роны характерны более грубые осадки с крупными линзами песчано-суглинистых гравийников; общая мощность 100 м.

ОТЛОЖЕНИЯ ВОЗДУШНОГО РЯДА

Лёссовые породы включают лёссы и лёссовидные образования. Типичный лёсс в Европе, как и в других районах мира, — палевый пористый алеврит, неслоистый, карбонатный, покровно залегающий, со столбчатой отдельностью, прослоями погребенных почв, скоплениями раковин наземных моллюсков и карбонатных конкреций. Лёссовидные породы отличаются от лёссов выпадением одного из перечисленных признаков.

Состав лёссовых пород Европы меняется с севера на юг, отражая зональные особенности осадкообразования. Так, наиболее опесчаненные лёссовые породы преобладают на севере области их распространения, а самые тяжелые (лёссовидные

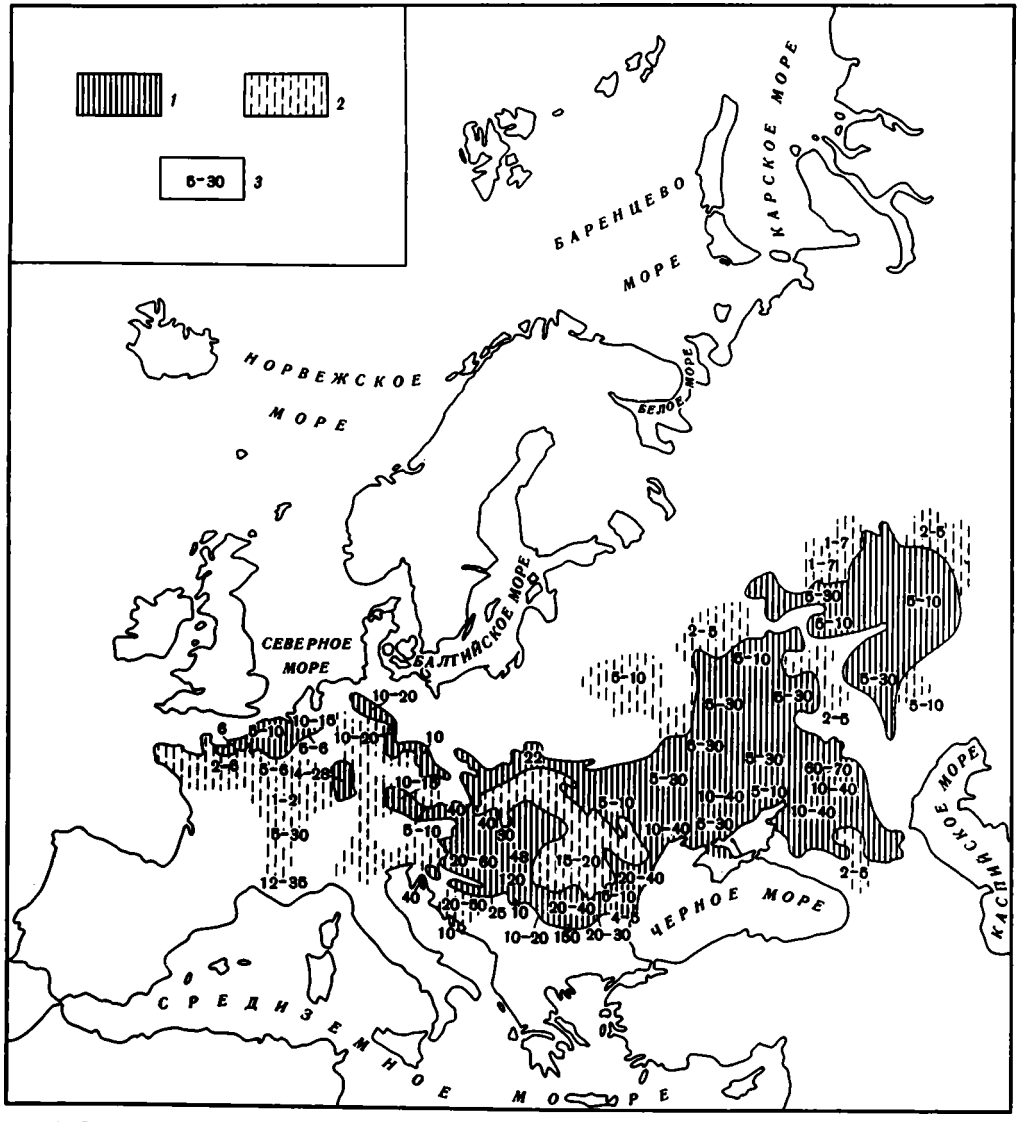


Рис. 2. Схема распространения лёссов на территории Европы. Составила В.Э. Мурзаева по Карте четвертичных отложений Евразии (1980), кн. "Инженерная геология СССР" (1978) и другим материалам

Области: *1* — сплошного распространения лёссовых пород; *2* — фрагментарного распространения преимущественно лёссовидных пород; *3* — мощность, м

глины и суглинки) — на юге, где обычно приурочены к низам разрезов мощных водораздельных лёссов. С продвижением на юг меняются и другие характеристики: возрастает содержание легкорастворимых солей, увеличиваются пористость и просадочность, растут мощности — от первых метров на севере до десятков, местами до 100—150 м, на юге. Здесь же, на юге, наблюдается цикличность строения лёссовой толщи, в разрезах которой чередуются типичные лёссы, лёссовидные суглинки и погребенные почвы.

В зависимости от агента переноса выделяются эоловые, эолово-делювиальные, делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные и другие лёссы и лёссовидные породы[1]. Из них на территории Европы преобладают эоловые и эолово-делювиальные. Возраст образований преимущественно позднеплейстоценовый, так как именно в холодный и сухой период последнего оледенения сложились наиболее благоприятные климатические условия для выноса и накопления пылеватых частиц. Более древние лёссовые породы встречаются реже, главным образом в погребенном состоянии.

Пояс распространения лёссовых пород представляет собой сочетание отдельных их массивов и островов, которые, увеличиваясь в размерах с запада на восток и северо-восток, постепенно образуют единый покров (рис. 2). В их распространении также фиксируется зональность: совсем нет лёссов в зоне I, значительные их площади располагаются в зоне II, наконец, огромные лёссовые пространства сосредоточены в зоне III, точнее в ее северной перигляциальной части (подзона IIIA). Небольшие массивы лёссовых пород отмечены в подзоне IIIБ, а также в области IV.

Эоловые отложения представлены скоплениями песков, наибольшие площади которых характерны для подзоны IIIA, где они часто парагенетически связаны с лёссами. Значительные песчаные массивы располагаются также в подзонах IБ, IIIБ и в области IV, где формирование эоловых отложений было связано с перевеванием песчаных водно-ледниковых и морских наносов.

Эоловые пески в целом характеризуются однообразным составом, хорошей окатанностью зерен, высокой степенью сортировки и слоистостью (от субгоризонтальной до косой и перекрестной). Они образуют различные формы рельфа: дюны, гряды, бугры, барханы и их сочетания. Мощность песков обычно до 10 м, реже — 20—30 м, максимальная — 100 м.

ОТЛОЖЕНИЯ МОРСКОГО РЯДА

Морские осадки побережий развиты в основном в отрицательных тектонических структурах: на севере — в Беломорско-Балтийской и Североморской (подзона IБ), на юге — в Средиземноморской, Черноморской и Каспийской впадинах (область IV). На формирование морских отложений косвенно влияет и климатическая зональность, с которой связан тип выветривания, а следовательно, и крупность обломочного материала. Например, на побережье Северной Европы в целом преобладают гравийно-галечно-песчаные осадки, что объясняется поступлением преимущественно грубого материала с суши вследствие доминирующих процессов физического выветривания и за счет перемыва моренных толщ.

В подзоне IA морские осадки характеризуются небольшой мощностью (10—15 м) и преобладанием песков с примесью гальки, гравия, щебня, галечников с валунами, реже — алевритов. В Исландии среди морских песков отмечены пепловые прослои и брекчированные плотные глины.

В подзоне IБ, по берегам Белого и Балтийского морей, морские среднеплейсто-

[1] Объединение их в данном разделе сделано лишь для удобства описания всего этого парагенетически связанного комплекса пород.

Таблица 2

Схема сопоставления отложений основных трансгрессий Понто-Каспия по П.В. Федорову

Стратиграфическая шкала	Черное море	Каспийское море
Голоцен	Черноморские	Новокаспийские
Плейстоцен		
поздний	Новоэвксинские	Хвалынские
	Каранганские	Верхнехазарские
средний	Эвксино-узунларские	Нижнехазарские, урунджикские,
ранний	Чаудинские	Бакинские

ценовые отложения представлены преимущественно суглинками, глинами, илами, гравием, реже — галечниками; последние типичны для нижних частей разреза. Послеледниковые мелководные осадки характерны для Северного моря, это — маломощные илисто-глинистые отложения, образующие засоленные пространства — марши. В Балтийском море в то же время накапливались пылеватые супеси, суглинки, глины с прослоями песка, иногда торфа; мощность 20—30 м. Самые молодые балтийские отложения, слагающие береговые валы, — пески с прослоями супесей, суглинков, глин, общей мощностью 1—3 м (Инженерная геология..., 1978). Послеледниковые образования побережий Белого и Баренцева морей представлены глинами, реже — суглинками, пески характерны лишь для базальных горизонтов; мощности от нескольких метров до 40 м во впадинах.

Южное побережье Европы (область IV) отличается незначительной ролью грубых наносов, поскольку при преобладании процессов химического выветривания в береговую зону поступает в основном глинистый материал. Специфика климата обусловливает здесь быструю литификацию пород на побережье благодаря их цементации карбонатными и железистыми растворами. Выдержанный, в основном тонкий состав осадков обусловливается также спокойной обстановкой прибрежного осадконакопления с относительно слабыми штормовыми воздействиями. В связи с погружением большей части территории морские наносы часто залегают ниже уровня моря, перекрываясь более молодыми четвертичными образованиями. В разрезе морского плейстоцена отмечаются осадки нескольких трансгрессий (табл. 2).

Нижнеплейстоценовые бакинские отложения на прикаспийских низменностях залегают в погребенном состоянии, а по склонам Кавказа — на террасах абсолютной высотой 200—300 м. В составе осадков — сильно дислоцированные тонкослоистые глины и алевриты с прослоями ожелезненных алевритов и песков, включающих раковины моллюсков. Мощность в среднем составляет 200 м, на участках опускания — 500—600 м. По периферии впадины и на положительных структурах развиты конгломераты, галечники, ракушечники, пески мощностью до 30—50 м. Среди глин вблизи Кавказа отмечены прослои вулканических пеплов и брекчий. Стратиграфические аналоги описанных толщ в Черноморской впадине — чаудинские отложения мощностью 10—15 м — представлены в нижней части разреза песками, глинами, галечниками, а в верхней — прибрежными известняками-ракушечниками.

Среднеплейстоценовые осадки Каспийской впадины представлены нижнехазарскими глинами, алевритами, реже — песками мощностью до 300 м. На Кавказском побережье развиты конгломераты и известняки-ракушечники того же возраста, слагающие террасы абс. высотой 140—170 м. Эвксино-узунларские отложения Черноморского побережья лежат на террасе высотой 60 м, состоят из песков, песчаников, известняков-ракушечников, конгломератов мощностью от 1—3 до 25 м.

Среди верхнеплейстоценовых (верхнехазарских и хвалынских) прибрежных

отложений Каспийской впадины преобладают известняки-ракушечники и конгломераты, в верхах разреза — пески и галечники. Абсолютные высоты позднехазарских террас — 130—120, 100—105 и 80—85 м, хвалынских — 46—48, 34—36, 28—30, 20—22, 14—16 и 4—6 м (Рычагов, 1977). Мощность верхнеплейстоценовых осадков на террасах 1—3 м, во впадинах — 50—100 м. В Черноморской впадине карангатские и новоэвксинские глины с песками мощностью 2—5 м слагают террасу 12—14 м; современные отложения — ракушечники, пески, глины — аналогичной мощности, максимум до 30—40 м на западном побережье Каспия.

Общая мощность плейстоценовых морских образований в Каспийской впадине превышает 1500 м. Обращает на себя внимание большая разница высотного положения морских осадков в тектонически активных структурах. Так, на юго-востоке Кавказа подошва бакинских отложений поднята на 300 м над уровнем Каспийского моря, а в Куринской впадине они лежат на глубине 1800—1900 м (Алиев и др., 1977).

Ледниково-морские отложения сформировались в результате взаимодействия ледников и моря. Основной особенностью отложений этого типа является наличие грубообломочного моренного материала, поступающего в результате его вытаивания из льда при выходе конечных морен на мелководье, а также в результате айсбергового разноса. Ледниково-морские накопления особенно характерны для областей, где ледники спускались в морские бассейны (подзона IБ). Наиболее древние из них, среднеплейстоценовые, залегают в погребенном состоянии. В основном это — песчано-глинистые образования (от очень однородных глинистых разностей до плохо сортированных, с валунами и галькой), имеющие мореноподобный облик. В разрезах имеются прослои и линзы песчаного и гравийно-галечного материала. Максимальная мощность (более 150 м) характерна для тектонически опущенных участков и погребенных долин; на водоразделах она обычно не превышает 30—40 м. Ранее эти отложения считались мореной, однако геохимические показатели, аналогичные полученным для морских донных наносов, позволили установить их ледниково-морской генезис (Лазуков, 1980).

Верхнеплейстоценовые ледниково-морские образования представлены чередованием морских тонкослоистых илисто-песчано-глинистых осадков с валунными глинами. В морских отложениях также содержатся валуны; местами заметны фациальные переходы морских осадков в ледниковые. Своеобразный комплекс позднеледниковых глин сформировался в глубоких фиордах, в удалении от фронта ледника. Глинистые частицы выносились мутными талыми водами из-под ледника и оседали в воде на некотором расстоянии от него, заполняя узкие долинообразные формы рельефа. Мощность глин местами достигает 50 м.

Современные валунные глины ледниково-морского генезиса, содержащие морскую фауну, отмечены на берегах Исландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, где они залегают на абс. отметках до 140—150 м за счет гляциоизостатического поднятия. Характерные их черты — слабая уплотненность, меньшее содержание обломочного материала по сравнению с типичными моренами и переслаивание с морскими осадками. В низах разреза преобладают слоистые глины с большим количеством песка и конкреций, в верхах — илы с маломощными прослоями тонкозернистых песков и илистых глин. Общая мощность, как правило, до 20 м.

Еще одна разновидность современных ледниково-морских отложений — айсберговая — изучена на Шпицбергене. Это — пластичные суглинки и глины с небольшим содержанием валунов и гальки; общая мощность свыше 20 м.

Аллювиально-морские отложения — образования дельт, лиманов, эстуариев, где переслаиваются аллювиальные и морские толщи изменчивого литологического состава, содержащие морскую и континентальную фауну.

В подзоне IБ преобладает комплекс позднеплейстоценовых эстуариево-мор-

ских отложений, представленный в основании чередованием глин, илов и маломощных грубозернистых осадков, а в верхах разреза — косослоистыми песками и песчано-гравийно-галечными наносами. В защищенных от моря заливах развиты тонкозернистые отложения. Мощность эстуариевых морских осадков составляет 10—25 м, иногда до 60 м.

Для области IV характерны дельтовые осадки разнообразного состава. Отложения позднего плейстоцена и голоцена представлены здесь чередованием глин, суглинков, супесей, песков, алевритов, илов, алевритистых глин и линз гравийно-галечного материала. В верхней части разреза преобладают глинистые породы, в нижней — песчаные. В сторону моря материал становится более тонким и однородным. Для Черноморского бассейна характерны лиманные отложения, выполняющие затопленные морем речные устья. В районах современного вулканизма в разрезах мариноаллювия появляются прослои туфов. Вблизи гор, в основании толщи морских песков, отмечаются гравийно-галечно-валунные флювиальные накопления. В целом мощности аллювиально-морских осадков в области IV изменяются от 30 до 300 м.

ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННОГО РЯДА

На площади субконтинента выделяются три области развития вулканогенных неоген-четвертичных образований: Центральноевропейская, Исландская и Средиземноморско-Кавказская.

Центральноевропейская область вулканизма включает Центральное плато Франции, Рейнские Сланцевые горы и массив Богемский Лес.

Лавы Центрального плато представлены базальтами, базанитами, гавайитами, муджиеритами, трахитами, трахиандезитами, риолитами (Maury et al., 1980). В основании разреза залегает щелочная, преимущественно базальтовая плиоценовая серия, выше — "великий покров риолитов", образовавшийся около 2,5 млн лет назад (л.н.). Позже (2,1—1,6 млн лет) накапливались продукты насыщенной серии (посткальдерные трахитовые пемзы, трахиандезиты, риолиты), сменяющиеся по простиранию фонолитами, тефритами, гавайитами недосыщенной серии. Примерно 0,85 млн л.н. образовались верхние трахиты, андезиты, пемзы второй трахитовой серии. Последние проявления трахиандезитового вулканизма относятся к периоду 0,3—0,24 млн л.н. (Baubron, Cantagrel, 1980). Молодые базальтовые потоки сформировались в период 156—35 тыс. л.н. (Raynal et al., 1982).

В Рейнских Сланцевых горах, в массиве Эйфель, где выявлено около 500 центров плиоцен-четвертичных извержений, преобладают лавы базанитового и нефелинитового состава; характерной особенностью здесь является мааровый вулканизм. Наиболее древние вулканиты, 2,0—0,6 млн лет (главная фаза), распространены на западе; более молодые, 0,7—0,2 млн лет, — на востоке поля. Проявления маарового вулканизма относятся к периоду 36—6 тыс, лет, продукты его — базальтовые пузырчатые лавы, пирокласты, слагающие конусы потухших вулканов и валы мааров.

В массиве Богемский Лес плиоцен-четвертичные эффузивы состоят из трахитов, трахибазальтов, нефелинитов, тефритов, базальтов возраста 1,5—0,8 млн лет. Самые молодые лавовые потоки перекрывают флювиальные отложения, датируемые временем 180—145 тыс. л.н.

Исландская область развития вулканитов располагается в Срединно-Атлантической зоне рифтогенеза. Характерная ее особенность — переслаивание эффузивных и осадочных пород. Наиболее древняя толща (3—0,7 млн лет) мощностью до 60 м представлена базальтами с прослоями тиллитов. Выше располагается толща (мощностью до 300 м) переслаивающихся подушечных лав, вулканических брекчий, аллювиальных, озерных и морских отложений, имею-

щая возраст 0,7—0,02 млн лет. Верхнеплейстоценовые вулканиты — потоки базальтов мощностью в несколько метров, разделенные прослоями тиллитов. Постгляциальные эффузивные породы представлены лавами; эксплозивные — подушечными лавами и гиалокластами. По составу выделено три серии вулканических пород: толеитовая, промежуточная щелочная и щелочная. Для области современного оледенения Исландии характерны мощные гляциально-вулканические обломочные потоки, состоящие из смеси вулканического материала, тефры, песка, глины, обломков пород и осколков льда (Jonsson, 1980).

В Средиземноморско-Кавказской области четвертичные вулканиты развиты на Апеннинском полуострове и близлежащих островах, в Карпатах и на Кавказе. На Апеннинах вулканиты имеют возраст от 0,9 млн лет до наших дней. Близ Рима они представлены тремя сериями пород: трахифонолитовой (пепловые потоки), калиевой основной лавой (потоки, конусы, пирокласты), трахибазальтовой (потоки, конусы) (Holm, 1982). Продукты извержения действующих вулканов (Везувия, Стромболи, Этны и Санторина) состоят из пеплов, лапилли, лавобрекчий, перемежающихся с потоками лав, близких по составу к оливиновым базальтам и андезитам. В лавах Сицилии установлены пуджериты и гавайиты (Bellia et al., 1980).

В Карпатах развиты потоки четвертичных базальтов, перекрывающих речные террасы среднего уровня.

На Малом Кавказе лавовые потоки преимущественно андезитовые, реже — андезито-базальтовые, время излияний — ранний—поздний плейстоцен. Потоки лав обычно разделены прослоями брекчий, туфов, галечников (Али-Заде, 1982). В центральной части Большого Кавказа четвертичные лавы представлены в основном андезито-дацитами. На Армянском нагорье мощные (до 500 м) вулканические покровы состоят из базальтов, андезитов-базальтов, туфоигнимбритов, липарито-обсидиановых пород. Мощность лавовых потоков в среднем 3—5 м. Возраст кислых разностей пород 1—0,3 млн лет, основных — от 2,5 млн лет до низов голоцена включительно.

* * *

Из краткой характеристики четвертичных отложений Европы следует, что их распространение в ранге генетических рядов подчиняется определенным закономерностям, обусловленным неоднородностью структуры, физико-географическими условиями и особенностями палеогеографического развития, связанного с неотектоническими движениями и обширным плейстоценовым оледенением. Эта зависимость отражается и в суммарной мощности четвертичных отложений, неодинаковой в выделенных выше зонах и областях. В пределах территории, покрывавшейся оледенением (в подзоне IA), мощность их в среднем составляет до 20 м, редко — более. Южнее, в подзоне IБ, испытавшей новейшие погружения, она резко возрастает (например, в Дании и на севере ФРГ — до 300м). В подзоне IВ и в зоне II мощность четвертичного покрова испытывает сильные колебания — от 10—30 до 200—300 м, причем максимальна она в древних долинах, в зонах краевой ледниковой аккумуляции и близ выступов коренного рельефа, в дистальной части которых происходила разгрузка обломочного материала. В целом четвертичный покров ледниковой области в разрезе представляет собой линзовидное тело со средними мощностями 5—10 м у юго-восточной границы и на северо-западе и 40—50 м в зоне максимальной аккумуляции.

Южнее, в зоне III, четвертичные отложения имеют прерывистое распространение. В подзоне IIIA огромными мощностями флювиальных осадков отличаются лишь крупные впадины (например, Паннонская — до 500 м) и древние долины — до 100—200 м. Значительны в этой подзоне и мощности лёссов (десятки метров), максимальные их значения (более 100 м) отмечены на плато, высоких террасах и в понижениях древнего рельефа. В подзоне IIIБ и в области V четвертич-

ные отложения фрагментарны и маломощны, за исключением крупных впадин и участков аккумуляции горных ледников. В области IV четвертичные морские осадки залегают в основном ниже уровня моря; в прибрежной зоне мощные их толщи фиксируются лишь в устьях рек и на тектонически опущенных участках. Максимальные мощности морских осадков (до 1500 м) характерны для равнин Прикаспия.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев Г.А., Будагов Б.А., Векилов Б.Г. и др. Карта четвертичных отложений Азербайджана // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 68—73.

Али-Заде С.А. Четвертичный вулканизм в Азербайджане // XI Конгр. ИНКВА, Москва, авг. 1982: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 13—14.

Инженерная геология СССР. М.: Изд-во МГУ, 1978. Т. 1. 528 с.

Карта четвертичных отложений Евразии: 1:5000000. Л., 1980.

Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР: Восточно-Европейская равнина. М.: Изд-во МГУ, 1980. 270 с.

Мазарович А.Н. Зональность четвертичных отложений Европы // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1951. N 16. С. 8—18.

Никифорова К.В. Стратиграфическое расчленение и корреляция верхнеплиоценовых и четвертичных отложений // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. С. 36—88.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973. 176 с.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1977. 62 с.

Baubron J.-C., Cantagrel J.-M. Le deux volcans des Monts Dore (Massif Central Française): Arguments chronologigues // C.r. Acad. sci. D. 1980. T. 290, N 22. P. 1409—1412.

Bellia S., Carapezza M., Lucido G. et al. Aspetti magmatologici e ruolo dell'H_2O Hella evoluzione del vulcana di Moio (Sicilia) // Miner. et petrogr. acta. 1980. Vol. 24. P. 107—122.

Donner J.J. The Quaternary of Finland // Quaternary. 1965. Vol. 1. P. 199—272.

Holm P.M. Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy // Miner. Mag. 1982. Vol. 46, N 340. P. 379—386.

Jonsson J. Um Kötluhlaup // Nàttùrufraedingurinn. 1980. T. 50, N 2. P. 81—86.

Lundqust J. Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits // Sver. geol. unders. 1979. Bd. 73, N 767. S. 72.

Maury R.C., Brousse R., Villemant B. et al. Cristallisations fractionées d'un magma basaltique alcalin: La série de la Chîne de Puys (Massif Central, France). 1. Petrologie // Bull. minér. 1980. T. 103, N 2. P. 250—266.

Merta T. Extráglácial varved deposits of the Warsaw ice-dammed lake (Younger Pleistocene), Masovia Lowland, Central Poland // Acta geol. pol. 1978. Vol. 28, N 2. P. 241—242.

Raynal J.-P., Daugas J.-P., Paquereau M.-M. et al. Première datation du maar basaltique de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dômee, France): Stratigraphie, palynologie, thermoluminescence // C.r. Acad. sci. D. 1982. T. 295, N 12. P. 1011—1014.

Rozycki S.Z. Od "Mocht" do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski // Rocz. Pol. tow. geol. 1978. Wol. 48, N 3/4. S. 445—478.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

N 57 1988

УДК 551

А.Е. ДОДОНОВ

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ И МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Стратиграфия верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана в последнее время значительно уточнена и детализирована, что позволяет рассматривать этот регион как один из опорных при решении вопросов дальней корреляции (Додонов, Пеньков, 1977; Додонов, Ранов, 1984). Вначале кратко охарактеризуем стратиграфическую шкалу Южного Таджикистана и коснемся вопросов региональной корреляции в пределах Средней Азии, а затем остановимся на некоторых примерах межрегиональной корреляции.

В Южном Таджикистане отложения верхнего плиоцена (~3,5—1,8 млн лет), эоплейстоцена (1,8—0,75 млн лет) и плейстоцена (последние 0,75 млн лет) выделены на основании палеонтологических и палеомагнитных данных. Плейстоцен подразделяется на нижний (0,75—0,45 млн лет), средний (0,45—0,13 млн лет) и верхний (последние 0,13 млн лет). При более дробном расчленении плейстоцена на климатостратиграфические горизонты используется лёссово-почвенная шкала, которая была разработана в последние 10—15 лет (Пеньков и др., 1976; Додонов, Пеньков, 1977; Лазаренко и др., 1977; и др.).

Наиболее изученные в Южном Таджикистане местонахождения фауны млекопитающих — Куруксай и Лахути — являются надежными биостратиграфическими реперами. Фауна Куруксая (костеносный горизонт Наврухо) сопоставляется с хапровским фаунистическим комплексом или средним виллафранком и находится между инверсией Гаусс—Матуяма и эпизодом Олдувей; фауна Лахути (верхний костеносный горизонт), сопоставляемая с фаунами переходного типа от таманской к тираспольской (нижний кромер), находится непосредственно под инверсией Матуяма—Брюнес, ее возраст ~0,8 млн лет (Путеводитель..., 1977). В объеме позднего плиоцена и эоплейстоцена рассматриваются соответственно куруксайская и кайрубакская свиты, объединяемые в кулябскую серию. Плейстоценовая толща отложений выделяется как кызылсуйская серия, расчленяемая соответственно на три литостратиграфических комплекса: вахшский, илякский и душанбинский.

В разрезах субаэрального типа в объеме верхнего плиоцена и эоплейстоцена выделяется большое число красноцветных, красно-бурых и буроцветных почв. Так, ниже эпизода Олдувей в некоторых разрезах (Карамайдан, Хонако) насчитывается до 10 сближенных между собой красноцветных и красно-бурых палеопочв. В эоплейстоцене, т.е. от основания палеомагнитного эпизода Олдувей до рубежа 0,75 млн лет, выделяется 25 горизонтов красно-бурых и бурых почв, условно объединяемых в девять педокомплексов — с XI по XIX (Додонов, Пеньков, 1977). В объеме плейстоцена в лёссово-почвенных разрезах выделяется 10 педокомплексов и 10 горизонтов лёссов. Региональными реперными горизонтами

служат педокомплексы: X (750 тыс. лет), VII (~300), VI (~200), V (~130) и II (25тыс. лет). Их датирование опирается на палеомагнитные и термолюминесцентные данные, дополняемые археологическими материалами.

Относительно хорошо изученные палеолитические памятники, заключенные в VI (Каратау) и V (Лахути) педокомплексах, отвечают эпохе развития галечной культуры домустьерского времени, явно указывая на то, что возраст этих педокомплексов превышает 70 тыс. лет[1].

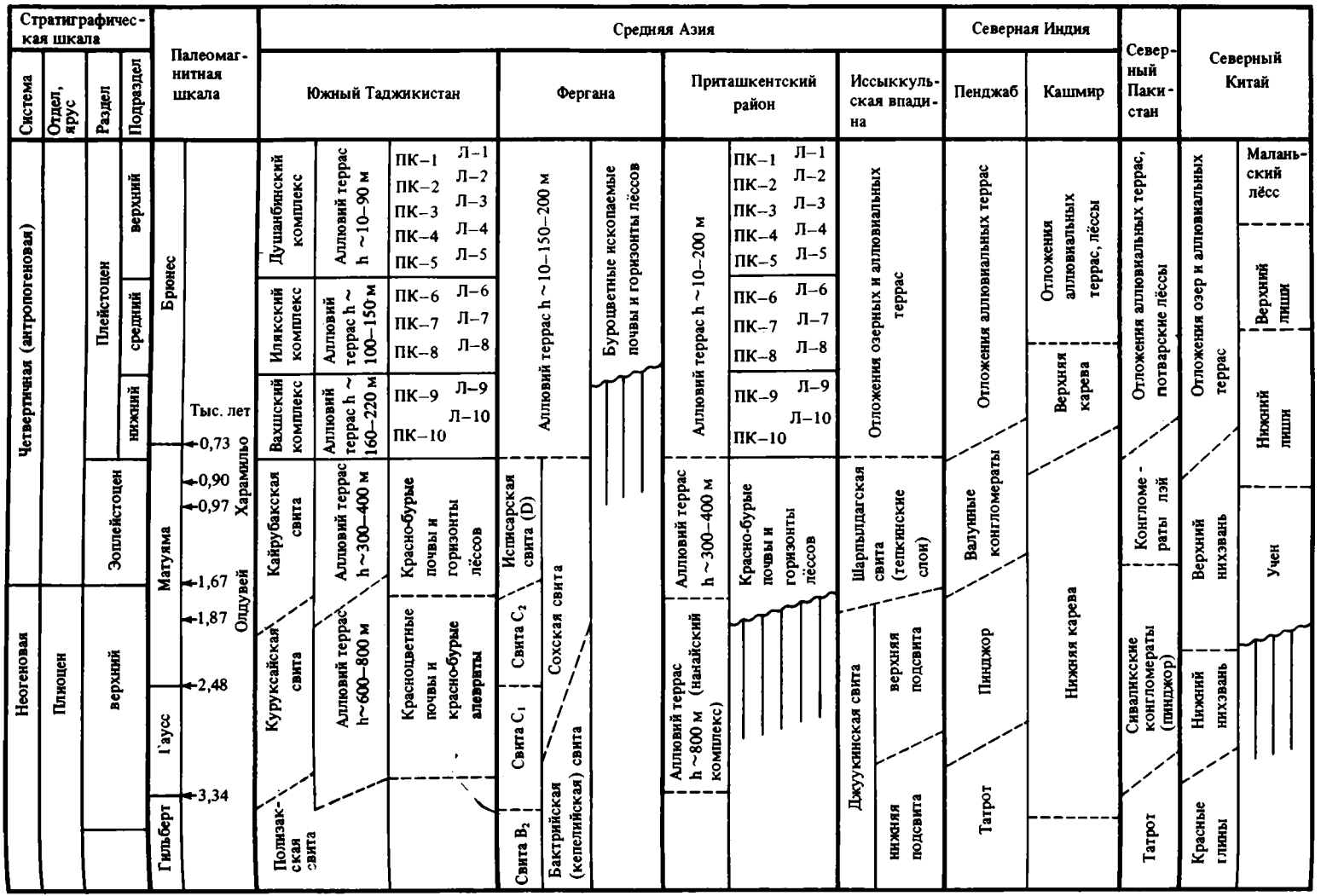
При региональной и межрегиональный корреляции разрезов субаэрального и субаквального типов учтены геологические, палеонтологические, геохронологические, физические и археологические данные. Опираясь на геохронологические реперы, мы можем скоррелировать субаэральные и субаквальные разрезы Южного Таджикистана с подобными геологическими объектами в Ферганской долине, Приташкентском районе, Иссыккульской впадине. Так, куруксайская свита Южного Таджикистана сопоставляется с верхами свиты C_1, свитой C_2 или нижней частью сохской свиты[2] (Ферганская впадина), или с нанайским комплексом (Приташкентский район), или с верхнеджуукинской подсвитой (Иссыккульская впадина). Кайрубакская свита коррелирует соответственно с исписарской свитой или с верхней частью сохской свиты, а также с шарпылдагской свитой или с тепкинскими слоями (рис. 1). Наиболее детальные корреляции возможны по лёссово-почвенным разрезам в пределах плейстоценового интервала шкалы. Некоторые новые данные по соседним с Южным Таджикистаном территориям дополняют уже имеющиеся стратиграфические построения. Например, важно отметить отдельные археологические находки мустьерского возраста, обнаруженные в III педокомплексе, в разрезе Оркутсай Приташкентского района (Мавлянов, Касымов, 1984), которые подтверждают более раннее представление о том, что возраст этого уровня почвообразования не древнее 50—70 тыс. лет.

Более сложной задачей является корреляция лёссово-почвенных образований с аллювием речных террас предгорной зоны, поскольку слагающие их галечники, как правило, лишены биостратиграфической информации. В этом случае большое значение приобретают сведения по археологическим памятникам, расположенным на террасах, хотя и они, чаще всего, неполны и могут лишь указывать на то, что рассматриваемая терраса не моложе возраста расположенного на ней палеолитического местонахождения. Поэтому для корреляции субаэральных и субаквальнх толщ были привлечены данные по анализу цикличности осадконакопления разнофациальных отложений.

В субаэральных образованиях седиментационные циклы представлены сочетанием почва+лёсс. Согласно нашим представлениям, почва и лёсс отражают межледниково-ледниковый ритм развития палеоклимата. Аккумулятивный чехол террас состоит снизу вверх из пачек промытых галечников с песками и пачек непромытых, плохо сортированных супесчано-галечных отложений. В этой последовательности напластований нижние пачки ассоциируются с межледниковым ("теплым") аллювием, а верхние — с ледниковым ("холодным") аллювием. Подобные типы аллювиальных отложений выделяются также, например, в долинах рек Кавказа по материалам А.В. Кожевникова (1985). Межледниковый и ледниковый аллювий образуют единый седиментационный цикл. Лёссовые покровы, венчающие разрезы террас, отражают более поздний субаэральный этап развития, когда на их поверхности не проявлялось воздействие речного потока. Литолого-фациальный анализ позволяет в ряде случаев выявить латеральное замещение горизонтов почв и лёссов, развитых на водоразделах, соответственно на пачки межледникового и ледникового аллювия. В результате анализа циклич-

[1] Согласно данным В.А. Ранова (устное сообщение), возраст мустьерской культуры Южного Таджикистана находится интервале 75—35 тыс. лет.

[2] Имеется в виду расширенный стратиграфический объем сохской свиты.



Примечание: ПК – педокомплекс, Л – лёсс.

ности осадконакопления субаэральных и аллювиальных образований можно сделать вывод о том, что десяти седиментационным циклам, фиксирующимся в лёссово-почвенных толщах, отвечают десять эрозионно-аккумулятивных циклов, представленных в виде десяти аллювиальных террас, заключенных в пределах нижнего яруса рельефа, не выше 220—250 м над тальвегом долин.

Более значительные по масштабам циклы эрозионно-аккумулятивной деятельности рек связаны с крупными фазами тектогенеза, фиксирующимися на рубежах ~4—3,5; ~2; ~0,8 млн лет. Этим фазам диастрофизма в геологических разрезах соответствуют границы между основными литостратиграфическими комплексами, в рельефе им отвечают крупные ступени, разделяющие между собой три яруса рельефа с относительными превышениями 700—800, 300—400 и ниже 250 м.

В Западной Фергане, в Коктюрлюкском разрезе, угловые несогласия, ассоциирующиеся с фазами диастрофизма, фиксируются на рубежах ~3,5 и ~2 млн лет. Угловое несогласие, с которым отождествляется фаза тектонической активности на рубеже 0,8 млн лет, отчетливо проявлено во многих субаэральных и субаквальных разрезах Южного Таджикистана (Кайрубак, Хонако, Чашманигар, Лахути), а также в разрезах Приташкентского района (Оркутсай) и Иссыккульской впадины (Тепке). В Черноморско-Каспийской области самый древний рубеж из указанных хорошо фиксируется по особенностям геотектонических условий и фациальным изменениям в осадконакоплении на границе киммерия и куяльника или продуктивной свиты и акчагыльского горизонта. Следующая фаза тектогенеза (~2—1,8 млн лет) ассоциируется с границей акчагыла и апшерона. Эоплейстоцен-плейстоценовой фазе диастрофизма отвечает предбакинская фаза тектогенеза.

Геологические материалы по северу Индии и Пакистана указывают на следующую сопоставимость во времени основных литостратиграфических подразделений.

На севере Индии, в Кашмирской долине, палеомагнитные и геохронологические данные по озерно-аллювиальным отложениям каревы показывают, что эта толща начала накапливаться примерно 4 млн л.н. Выделяются нижняя и верхняя карева. На основании палеонтологических данных Г.Л. Бадам (Badam, 1979) коррелирует отложения нижней каревы с пинджором и считает, что основание нижней каревы соответствует началу нижнего плейстоцена европейской стратиграфической шкалы. Верхняя часть нижней каревы — галечники — сопоставляются с валунными конгломератами верхнего сивалика; отложения верхней каревы параллелизуются со средним плейстоценом европейской схемы. Установлено, что слои верхней каревы находятся в нижней половине эпохи Брюнес и их верхний возрастной предел соответствует рубежу около 0,3—0,4 млн лет (Agrawal et al., 1979; Burbank, Johnson, 1982). Возраст лёссово-почвенных образований, развитых на отложениях каревы и частично фациально замещающих ее верхние слои, не выходит за пределы палеомагнитной эпохи Брюнес. По наблюдениям индийских исследователей, в лёссовом разрезе Дильпур отмечается 6—7 горизонтов ископаемых почв (Агравал, 1982).

По разрезам формации карева реконструируются фазы активизации тектонических движений на стратиграфических уровнях 4 и 1,8 млн лет. На рубеже 1,8 млн лет в Кашмире произошла перестройка палеогидросети. Согласно литофациальному анализу разрезов, расположенных вдоль северо-восточных подножий Пир-Панджала (Хирпур, Ромуши, Барамула), в интервале 4—1,8 млн лет обломочный материал в Кашмирскую впадину поступал по палеодолинам с северо-востока, со стороны Гималаев. В более поздний этап (менее 1,8 млн лет)

Рис. 1. Стратиграфическая корреляция верхнеплиоцен-четвертичных отложений Центральной Азии