

НАУКА И ТЕХНИКА СССР

Д. В. НАЛИВКИН

УЧЕНИЕ
О
ФАЦИЯХ

II

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИКОВ
СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

Д. В. НАЛИВКИН

УЧЕНИЕ
О ФАЦИЯХ



*Географические условия
образования осадков*



II



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА - ЛЕНИНГРАД

1 9 5 6

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР *Л. В. ПУСТОВАЛОВ*

Глава I

ФОРМАЦИЯ МАТЕРИК

Материки, или континенты, противопоставляются океанам. Основное содержание истории Земли заключается в борьбе между морем и сушей. Если моря представляют собой почти исключительно область накопления осадков, то материки, наоборот, — область разрушения. Если в морях преобладают опускания, ведущие к накоплению километровых толщ, то на материках господствуют поднятия, вызывающие разрушение таких же километровых толщ, слагающих горные массивы.

Соответственно континентальные отложения встречаются значительно реже морских и достигают меньшей мощности. Однако процесс разрушения материков весьма длителен, и, самое главное, осадки, прежде чем быть вынесенными в море, неоднократно переоткладываются в различных участках материков. В конце концов, несмотря на это переотложение, все продукты разрушения сносятся в море. От палеозойских и мезозойских горных хребтов сейчас не сохранилось ничего. Немного осталось от палеогеновых хребтов, но неогеновые хребты и осадки, накопившиеся в различных областях этих хребтов, сохранились в значительной степени и сейчас встречаются в ископаемом состоянии. Долинные морены палеозойского и мезозойского возраста уничтожены полностью вместе с теми хребтами, в которых находились сами долины. Немного осталось от палеогеновых и даже миоценовых морен, но плиоценовые и четвертичные долины не представляют редкости и должны быть описаны в настоящей работе.

Затем существуют такие материковые отложения, которые сохраняются, пока существуют сами материки, — это отложения бессточных впадин, прибрежных и предгорных равнин и дельт. Они широко распространены в мезозойских и верхнепалеозойских толщах, нередки в среднем палеозое, но редки в нижнем палеозое и почти неизвестны в докембрии.

Н и м и и. С морскими отложениями наиболее тесно связана нимия дельта, а также нимия прибрежная равнина. Широко распространена нимия пустыня. Значительно реже встречается нимия долосклон и еще реже нимия горный хребет.

С е р в и и. Почти все перечисленные ниже сервии входят в состав всех или нескольких нимий. Во избежание повторений такие сервии описаны отдельно и в начале книги. К ним относятся: озера, болота, горько-соленые озера, речные долины, временные потоки, вулканы, дюны, карстовые области, песчаные конусы, грядевые вулканы.

СЕРВИЯ ПРЕСНОЕ ОЗЕРО

Большие озера теснейшим образом связаны с материковыми морями. Некоторые большие озера представляют собой реликты ранее бывшего на их месте моря, например Ладожское и Онежское озера, — это остатки четвертичного моря, соединявшего Балтийское море с Белым. Вследствие того, что они проточны, вода их сейчас совершенно пресная.

С другой стороны, существуют озера, образовавшиеся в пустынных условиях, которые, несмотря на полное отсутствие какой-либо связи с морем, засоляются вследствие усиленного испарения и получают название «море», например Аральское море, никогда не соединявшееся ни с Каспийским морем, ни с каким-либо другим морским бассейном.

Горько-соленые озера обладают соленостью самой различной степени, в то время как некоторые морские заливы и области моря обладают пресной водой, например Финский залив, приволжская часть Каспийского моря.

Важнейшими отличиями озер служат замкнутые, обособленные очертания и пресноводная фауна. Характерны также правильная, ясная, нередко тонкая слоистость осадков, их небольшая мощность, обычно в десятки метров и меньше, преобладание глин, нередко мергелистых. В прибрежной полосе больших открытых озер хорошо выражена зональность осадков: у берега развита зона песка и галечника, глубже — зона глинистого песка и песчаной глины и далее — зона глины. В прибрежной полосе небольших закрытых озер зона песка и галечника выпадает, и глинистые осадки начинаются у самого уреза воды.

Т и п ы о з е р. Существует несколько классификаций современных озер. Одни из них основаны на строении озерных котловин, другие — на особенностях водных масс — термальных плотностях и других. Они разобраны в сводках Н. И. Семеновича (1950), Коллэ (Collet, 1925) и Гальбфасса (Halbfass, 1923) и специальных работах, указанных в списке литературы.

Схемы подразделения, основанные на свойствах воды, для изучения озер прошлого не применимы, так как установление этих свойств крайне затруднительно. Не применимо и широко распространенное подразделение озер на насыпные и котловинные, так как в ископаемом состоянии устанавливать строение берегов озера почти невозможно.

Наиболее применимо подразделение озер по их расположению на горные, равнинные и прибрежные. Горные озера и их отложения сохраняются, пока существуют сами горы, поэтому они известны только четвертичного и неогенового возраста. Отложения равнинных озер сохраняются значительно дольше, и на поверхности больших равнинных материков встречаются озерные отложения не только кенозойского, но мезозойского и даже верхнепалеозойского возраста. Наконец, прибрежные озера и их отложения известны всех возрастов, включая среднепалеозойские — нижнекаменноугольные, девонские и силурийские. Ордовичские и кембрийские озерные отложения почти неизвестны, скорее всего вследствие того, что озера этого времени были безжизненны. Вся жизнь была сконцентрирована только в море. Совершенно неизвестны озерные отложения докембрийского возраста.

Пресные озера теснейшим образом связаны с солеными озерами и болотами, но поскольку отложения последних резко отличны и имеют большое народнохозяйственное значение, они рассматриваются в отдельных разделах.

Среди современных озер можно выделить следующие типы:

- | | |
|--|--|
| А. Горные озера | |
| I. Ледниковые озера
1. Цирковые
2. Троговые
3. Моренные
4. Наледниковые
5. Внутриледниковые
6. Подпорные
II. Завальные озера
1. Обвальные
2. Опльвинные
III. Карстовые озера
1. Известняковые
2. Соленые
IV. Кратерные озера
V. Тектонические озера
VI. Озера межгорных впадин
VII. Озера конусов выноса (предгорий) | 2. Наледниковые
3. Выпахивания
II. Карстовые озера
1. Известняковые
2. Соленые
3. Подземные
III. Кратерные озера
IV. Тектонические озера
V. Долинные озера
1. Старицы
2. Пойменные
3. Дюнные
VI. Водораздельные озера
1. Котловинные
2. Болотные
VII. Озера бессточных впадин
В. Прибрежные озера
I. Лиманные
II. Болотные
III. Мангровые
IV. Дюнные
V. Дельтовые |
| Б. Равнинные озера | |
| I. Ледниковые озера
1. Моренные | |

Эта классификация в основном носит генетический характер. Некоторые озера образовались в результате совместного действия двух факторов, например Ладожское озеро образовано в результате тектонических движений, но одновременно большое значение имело ледниковое выпахивание. В отнесении таких озер к тому или другому типу может быть двойное решение. В отношении Ладожского озера определяющими являются тектонические разломы, и его надо относить к равнинным тектоническим озерам.

Не всегда бывает ясно, куда относить озеро: к горному или равнинному. Так как окружение оз. Байкал нельзя назвать равниной, то более правильно относить его к горным тектоническим озерам, так же как Телецкое и Иссык-Куль, тождественные с Байкалом по времени и условиям образования.

Подобные случаи, неясные или допускающие двойное решение, нередки; их приходится решать индивидуально, но не допуская двойных названий.

А. Горные озера многочисленны и разнообразны, но недолговечны и быстро разрушаются вместе с горами. Поэтому подавляющее большинство сохранившихся отложений горных озер имеет четвертичный или неогеновый возраст. Только в отдельных случаях сохраняются мезозойские и палеозойские отложения озер: тектонических, конусов выноса и межгорных впадин.

I. Ледниковые озера связаны с деятельностью современных, четвертичных и, несомненно, неогеновых ледников. Более древние горные ледниковые озера неизвестны. Эти озера весьма разнообразны, и следующий ниже перечень их неисчерпывающий. Необходимо учитывать невозможность существования подледниковых озер, так как лед вследствие своей пластичности заполняет все впадины своего ложа, вытесняя воду.

1. Цирковые озера округленной формы, небольших размеров, и глубины образуются в цирках после оттаивания ледников.

2. Троговые озера многочисленны, и нередко длина их достигает многих километров, иногда 10—15. Часто они располагаются друг

за другом, цепочкой, на все понижающихся уровнях, соответственно стадиям оледенения. Плотины их состоят из конечных морен или из коренных пород (ригель). Глубина средних размеров. Примером их отложений служат осадки Чертова озера (Devil's lake), описанные на стр. 28.

3. Моренные озера наиболее многочисленны и разнообразны среди ледниковых озер. Располагаются они на донных моренах; плотинами их обычно служат конечные морены. Долинные моренные озера заполняют неровности и впадины на поверхности морены, и поэтому они небольших размеров и глубины. Озера на моренах ледников подножий достигают больших размеров и глубины. Примером их является Цюрихское озеро, отложения которого описаны на стр. 32.

4. Наледниковые озера небольших размеров и недолговечны; возникают они во впадинах на поверхности крупных ледников. Примеры их описаны Коллэ (Collet, 1925). Некоторые исследователи считают, что камы представляют собой отложения наледниковых озер материкового оледенения. Для горного оледенения такие примеры неизвестны.

5. Внутрiledниковые озера представляют собой сравнительно редко встречающиеся массы воды, заполняющие внутренние полости в теле мощных ледников. Они также описаны Коллэ (Collet, 1925). Отложения их, после прорыва воды, смешиваются с мореной и речно-ледниковыми отложениями.

6. Подпорные озера чаще всего возникают в долинах боковых притоков, подпруживаемых стволем главного ледника. Они могут достигать значительных размеров, и прорывы их при отступании ледника вызывают катастрофы. Эти ледники недолговечны, и отложения их имеют небольшую мощность.

II. Завальные озера встречаются часто и достигают громадных размеров и глубины, особенно в сейсмических областях.

1. Обвальные озера образуются от перегораживания речной долины обвалами. Размеры их иногда громадны, они зависят от размеров обвалов; так, например, длина Сарезского озера на Памире 61 км, глубина 505 м. Оно описано на стр. 31 совместно с Яшил-Кулем и древним, уже заполненным, Шугнанским озером на Пяндже. Отложения обвальных и троговых озер не отличимы друг от друга.

2. Оплывинные озера по условиям образования тождественны с обвальными озерами; отличаются они тем, что плотины их состоят из оплывших рыхлых масс, и поэтому они небольшой высоты и легко размываются. Существование таких озер кратковременно, и мощность отложений небольшая.

III. Карстовые озера связаны с карстовыми воронками, провалами и впадинами. В высокогорных областях такие озера редки, но в областях с пониженным, сильно разрушенным рельефом обычны. Размеры их невелики, не превышают 1—2 км в поперечнике, изредка больше, но глубина значительна и достигает нескольких десятков метров. Эти озера описаны в разделе «Сервия карстовая область и пещеры» (стр. 129).

1. Известняковые озера располагаются на известняках и доломитах и наиболее распространены среди карстовых озер как в современную эпоху, так и в прошлом. В них нередко происходит концентрация железных руд, бокситов, огнеупорных глин и сапропеля. Лучшим примером современных известняковых озер служат озера области Карст, в Югославии. В ископаемом виде они не отличимы от известняковых озер равнинных областей.

2. Соленые озера располагаются в областях развития легко выщелачивающихся соленосных и гипсоносных песчано-глинистых толщ. Они

менее распространены, чем известняковые озера, но все же встречаются достаточно часто. Почти всегда отличаются солоноватой и горько-соленой водой. Лишь очень редко, в том случае, когда дно полностью заилено и ил изолирует соленосные отложения, вода в них пресная. Описаны в разделе о горько-соленых озерах.

IV. Кратерные озера заполняют кратеры потухших вулканов. Наибольших размеров достигает известное весьма живописное Кратерное озеро (Crater lake), расположенное в Скалистых горах. Описано в многочисленных работах, в том числе в монографии Коллэ (Collet, 1925). Его наибольший диаметр около 9 км, наименьший — 7 км. Глубина достигает 608 м. Аналогичные кратерные озера известны в Италии, на о. Ява и в других вулканических областях.

Весьма своеобразны маары — небольшие круглые вулканические озера, — целой группой расположенные в горной области Эйфель (Западная Германия). Диаметры наибольшего из них — оз. Лах (Lach) — всего 1.5 и 2.5 км, глубина 53 м. Наименьший, Ульмский маар (Ulmener Maar) имеет площадь 53 500 кв. м, глубину 37 м; вода в нем сильно минерализованная.

Коллэ (Collet, 1925) относит к вулканическим озерам также небольшие озера, заполняющие впадины на поверхности базальтовых покровов.

Отложения кратерных озер не описаны, но можно предполагать, что отличительной особенностью их будет большая примесь вулканического материала, осыпавшегося со склонов кратера. В ископаемом виде они частично будут определяться как туффиты.

V. Тектонические озера в областях рифта — гигантских разломов и опусканий, тянущихся на тысячи километров, — многочисленны и достигают громадных размеров, как, например, Байкал (670 км), Иссык-Куль и крупнейшие озера Африки — Ниацца, Танганьика, Альберта и другие. Для них характерны очень большие глубины, в Байкале достигающие 1522 м, а также длительность существования — Байкал образовался в неогене и существует всю четвертичную эпоху. Отложения его описаны К. Гильзенем (1915).

Другое большое тектоническое озеро СССР — Иссык-Куль («Теплое озеро»). Его длина 182 км, ширина 58 км, глубина 702 м. Прибрежные осадки его описаны В. В. Шумовым (1932) (стр. 31). Скорее всего тектонического происхождения два высокогорных озера — Севан в Армении и Кара-Куль на Памире. В образовании последнего существенную роль играло четвертичное оледенение; его осадки описаны на стр. 30, а осадки оз. Севан — на стр. 32—34.

В ископаемом виде отложения всех перечисленных тектонических озер, особенно Байкала, Телецкого озера и Иссык-Куля, будут принимать за области опускания — обширные грабены, ограниченные сбросами. На самом деле отложения, заполняющие эти грабены, не сброшены, а просто отложены на дне озера. Присутствие пресноводной фауны может окончательно решить вопрос, представляют ли опорные отложения опущенную между сбросами толщу или осадки, заполнившие сбросовое озеро.

Примеры тектонических озер другого типа, т. е. связанных с одиночными сбросами, описаны Коллэ (Collet, 1925).

VI. Озера межгорных впадин по условиям образования близки к рифтовым тектоническим озерам, так как межгорные впадины нередко создаются в результате глыбовых поднятий хребтов в виде горстов. Иссык-Куль с одинаковым правом можно называть и тектоническим озе-

ром и озером межгорной впадины; то же можно сказать и о Кара-Куле, Чатыр-Куле, Сон-Куле.

Примеры современных озер и их отложений в пустынных впадинах, расположенных между хребтами Скалистых гор, описаны на стр. 68.

Ископаемые примеры их часты. Юрские и триасовые угленосные толщи восточного склона Урала, Сибири и Средней Азии накопились в межгорных впадинах. Все пласты угля в них и ряд свит с пресноводной фауной представляют собой отложения озер, располагавшихся в этих впадинах. Особенно детально изучено юрское озеро в Кара-Тау, описанное Р. Ф. Геккером (стр. 40).

VII. Озера конусов выноса (предгорий) имеют небольшие размеры и сравнительно немногочисленны. В настоящее время такие озера известны по окраинам конусов выноса и между ними, в предгорьях хребтов Средней Азии. К их отложениям относят некоторые пачки угленосных отложений юрского возраста. По существу отложения таких юрских озер будут отличаться от отложений юрских озер межгорных впадин только тем, что в первые принос терригенного материала шел с одной стороны, а во вторые — с двух сторон. Однако установить это отличие возможно далеко не всегда.

Все данные по юрским отложениям озер межгорных впадин полностью относятся и к отложениям озер предгорий.

Б. Р а в н и н н ы е озера характеризуются обычно меньшими глубинами, чем горные озера, глубины в 100—200 м редки даже в тектонических озерах.

I. Ледниковые озера связаны с четвертичным и гораздо реже с современным материковым оледенением.

1. Моренные озера достигают громадных размеров, значительно больших, чем моренные озера горных областей. Это объясняется значительно большей площадью, занятой моренами четвертичного материкового оледенения и большей высотой и протяженностью конечных морен. Примером моренных озер служит Верхнее озеро и другие ледниковые озера Северной Америки. Отложения оз. Луиза в Канаде описаны Джонсоном (Johnson, 1922). Общий очерк отложений ледниковых озер дан Кайндлем (Kindle, 1930).

Известнейшим и распространеннейшим типом отложений ледниковых озер являются ленточные глины; им посвящено большое количество работ. Характерная особенность некоторых ленточных глин заключается в наличии в них отдельных валунов и обломков, занесенных вглубь озера плавающими льдами.

2. Наледниковые озера встречаются довольно редко и имеют небольшие размеры. Отложения их могут быть размыты и смешаны с моренами, но при стаивании льда снизу они опускаются на морену в виде сплошного тела. Так объясняют иногда образование камов.

3. Озера выпахивания заполняют котловины в коренных породах, выпаханные движущимся ледяным покровом. Чаще всего они небольших размеров, но иногда в совокупности с тектоническими движениями деятельность льда создает глубокие и большие бассейны, как, например, бассейны Ладожского и Онежского озер.

II. Карстовые озера. Разновидности карстовых озер такие же, как и в горных областях, но распространяются они на значительно большие площади. Известняковые озера на толщах известняков и доломитов и соленые озера на соленосных толщах обычно заполняют одиночные карстовые воронки, реже сливающиеся друг с другом (две-три). Поэтому раз-

меры озер и их отложений небольшие — десятки и сотни метров в поперечнике. Глубина же сравнительно значительная — достигает нескольких десятков метров.

Известняковые озера нередко служат местом концентрации железных руд, бокситов, огнеупорных глин, сапропеля и растительных осадков. Современные отложения их мало изучены, но в отложениях прошлого с ними связано большое число месторождений полезных ископаемых.

Своеобразная разновидность карстовых озер — подземные озера. В ископаемом виде отложения их встречаются иногда при бурении скважин и проходке шахт в известняках.

III. Кратерные озера на равнинах очень редки, а внутри больших материков отсутствуют.

IV. Тектонические озера — образования областей рифта; большие глыбовые движения создают не только опускания, заполняемые озерами, но и одновременно поднятия — горные хребты и нагорья. Таким образом, рифтовые озера хотя и располагаются по окраинам платформы, но среди горного рельефа. В связи с этим тектонические озера равнин редки и чаще всего имеют сравнительно небольшие размеры. Относящиеся к ним Ладожское и Онежское озера достигают больших размеров, но все же они значительно меньше Байкала.

V. Долинные озера, расположенные в долинах рек, многочисленны; как правило, они небольшие, незначительной глубины и весьма недолговечны. Наиболее часты и наибольших размеров достигают старицы — отшнурованные остатки старого русла; многочисленны, но незначительных размеров пойменные озера; редки и невелики дюнные озера, располагающиеся за дюнами или среди них

В ископаемом состоянии отложения всех этих типов озер не отличимы друг от друга и очень часто не отличимы от общего комплекса долинных речных отложений. Примером отложений долинных озер служит нижневизейская бокситоносная толща Тихвинского бокситоносного бассейна. В ее состав входят бокситы, бокситовые породы, огнеупорные, лигнитовые и другие глины, реже пески и маломощные конгломератобрекчии основания.

VI. Водораздельные озера располагаются на плоских и широких водоразделах; местами они отсутствуют, иногда многочисленны и достигают довольно крупных размеров, как, например, на восточном склоне Южного Урала и в Кулундинской и Барабинской степях; в последней наибольшим является оз. Чаны, описанное на стр. 74. В ископаемом состоянии отложения водораздельных озер почти не сохраняются, так как водоразделы рано или поздно размываются.

VII. Озера бессточных впадин достигают наибольших размеров; особенно велики они были в конце четвертичного оледенения и после него. В это время некоторые озера с пресной водой, судя по фауне, имели в длину много сотен километров, как, например, оз. Бонневиль в центре Скалистых гор и Таримское озеро в области современного Лоб-Нора. По своему типу они были тождественны с современным Аральским морем и превышали его по размерам во много раз.

Современными представителями озер бессточных впадин служат: Аральское море (стр. 51); Балхаш (стр. 57) и оз. Сейстан в юго-восточном Иране (стр. 58).

В П р и б р е ж н ы е о з е р а располагаются в непосредственной близости к морю. Ископаемые прибрежные озера узнаются по совместному нахождению их отложений с отложениями, содержащими морскую

фауну. Вода в них пресная или солоноватая. Находящиеся вблизи горько-соленые озера и лагуны рассмотрены в особых разделах, так же как и болота.

I. Лиманные озера образуются при замыкании и опреснении лиманов. Они описаны в разделе о лиманах. Следует отметить интересную особенность лиманов: вода той части их, которая ближе к устью реки, бывает пресной, и отложения этой части будут содержать пресноводную фауну и иметь типичный озерный облик. Вода другой части лиманов, которая ближе к протоку, соединяющему лиман с морем, соленая, и отложения этой части содержат типичную морскую фауну. Они постепенно переходят в отложения озерного типа, указывая на то, что резкая граница между озерными и морскими отложениями может полностью отсутствовать. Такие взаимоотношения нередки в неогеновых отложениях СССР, в частности в акчагыльских.

II. Болотные озера представляют собой участок обширных прибрежных болот, свободный от растительности. Подобное озеро, например, существует в средней части Дисмол Свампис в Северной Америке. Его отложения постепенно переходят в болотные отложения (торф), указывая на то, что в отложениях прошлого пласт угля может постепенно, обогащаясь илом, перейти в глинистые отложения открытого озера.

III. Мангровые озера того же типа, что и болотные озера, но располагаются среди мангровых зарослей. Вода в них вполне пресная, и они населены пресноводной фауной.

IV. Дюнные озера располагаются между зоной дюн и материком, реже среди самих дюн. Встречаются они часто. Значительных размеров достигает редко. Они распространены по всем берегам, где хорошо развит пояс дюн и в море впадают многочисленные реки. Примеры их приведены в разделе о дюнах.

V. Дельтовые озера распространены на поверхности больших низменных дельт; они весьма многочисленны и нередко имеют большие размеры (протяженность их достигает многих десятков километров). В связи с общим опусканием дельты отложения их могут быть значительной мощности. Они неразрывно связаны с дельтовыми болотами, областями накопления большинства палеозойских углей. Примеры их приведены в разделе о дельтах.

Кратко охарактеризованные выше типы озер наиболее распространены, но перечень их не может считаться исчерпывающим.

В современной лимнологической литературе значительно распространено подразделение озер умеренных широт на три типа: олиготропные, евтропные и дистропные. Полная характеристика их приведена в известной монографии Васмунда (Wasmund, 1930).

К олиготропному типу относят все большие и глубокие озера Северной Америки, Европы и Северной Азии, например Большие озера Северной Америки, Ладожское и Онежское озера. Глубины их нередко превышают 18 м. Цвет воды синеватый и зеленоватый. Прозрачность большая. Сравнительно бедны питательными веществами; обычно бедны известью; гумусовые вещества отсутствуют. Осадки преимущественно обломочные; сапропель отсутствует; гиттия сравнительно редка. Застойные сероводородные воды отсутствуют. Сильно развиты окислительные процессы. Планктон сравнительно беден: бентос богатый и разнообразный.

Евтропные озера — это озера средних и небольших размеров, с глубинами меньше 18 м, с желтоватой водой, малой прозрачностью, очень

богатые питательными веществами и известью, но бедные гумусовыми веществами. Преобладают органогенные осадки, особенно типичная гиттия, и на глубинах — сапропель, нередко тонкообломочная гиттия, ракушняка, карбонатные осадки. Вблизи дна нередко сероводородные застойные участки. Планктон богатый: бентос однообразный, нередко изобилует моллюсками.

Дистропные озера небольших размеров, иногда с большими глубинами, часто окруженные лесом, без постоянных поверхностных притоков, по берегам заболоченные. Вода коричневатая, прозрачная. Бедны известью и электролитами, но богаты гумусовыми веществами. Среди осадков характерна типичная ди (стр. 18), местами диатомит и озерные руды.

Планктон скудный; бентос бедный; моллюски почти полностью отсутствуют. Наблюдается обогащение осадков органическим веществом за счет планктона и растительной трухи.

Существуют озера, занимающие промежуточное положение между этими типами. Эти типы в ископаемом состоянии не всегда возможно обособить, но во многих случаях это обособление не представит затруднений, особенно выделение олиготропных озер. Более сложно обособление евтропных и дистропных озер. Отложения последних часто встречаются в угленосных толщах; к ним относятся угли и углистые породы, переполненные растительной трухой и состоящие из нее. Пресноводные горючие и битуминозные сланцы представляют собой отложения евтропных озер. Бокситы, огнеупорные глины и бобовые железные руды образуются в дистропных озерах.

Пресноводная фауна. Современная пресноводная фауна общеизвестна. Наиболее распространенные представители ее: пелециподы *Unio*, *Anodonta*, *Pisidium*, *Corbula*; гастроподы *Limnaeus*, *Planorbis*, *Paludina*; ракообразные *Decapoda*, *Cypris*; рыбы; насекомые. Другие группы лишены твердых скелетных образований и в ископаемом состоянии не встречаются. Можно отметить еще только плодоносия водорослей *Chara* и кремневые водоросли диатомей.

В неогене общий характер и состав пресноводной фауны тот же, но в палеогене некоторые формы значительно отличаются от современных, и даже родовое определение их затруднительно.

В мезозое различие становится еще большим; правда, *Unionidae* еще более или менее похожи на современных, но гастроподы уже резко отличаются. Отличаются также рыбы и ракообразные; среди последних весьма распространен род *Estheria*. Насекомые местами многочисленны, но все представлены особыми родами.

В палеозое сходство с современной фауной исчезает совершенно.

В перми и карбоне широко развиты группы, близкие к *Unionidae*, среди которых можно отметить *Anthracosiididae*. Пресноводные гастроподы неизвестны, и, возможно, их еще и не было. Многочисленны рыбы, насекомые и ракообразные *Estheria*.

В девоне и верхнем силуре морская фауна впервые мигрирует сначала в солоноватые, а затем и в пресные воды. Переселяются немногие роды пелеципод, рыб и ракообразных, а также и харовые водоросли. Среди пелеципод приспособление к жизни в пресных водах вызывает некоторые изменения, но эти изменения не нарушают общего их морского облика. Очень возможно, что пелециподовые и остракодовые фауны верхнего силура и девона, которые мы считаем морскими по общему облику фауны, на самом деле являются солоноватоводными и даже пресноводными.

Вероятна принадлежность к пресноводным формам некоторых панцирных рыб *Placodermi*.

Дополнительные осложнения вносит то обстоятельство, что некоторые морские формы хорошо приспособляются к жизни в пресных и слабо солоноватых озерах и размножаются в них в больших количествах. Так, например, в слабо солоноватом Аральском море в громадных количествах размножился *Cardium edule* L.; в Каспийском море на наших глазах в еще больших количествах размножились *Mytilaster* и кефаль, перенесенные из Черного моря. В Байкале живут тюлень, бычки и некоторые морские ракообразные. В оз. Титикака (Южная Америка) живут акулы, а в оз. Танганьика — медузы.

Поэтому и в пресноводных фаунах прошлого неизбежно нахождение некоторых форм, напоминающих морские, и одиночных форм, тождественных с морскими.

Недостаточным вниманием к этим фактам и объясняются некоторые случаи отнесения к морским заведомо пресноводных фаун. Так, в литературе иногда появляются ошибочные указания на нахождение морской фауны в юрских угленосных отложениях Ферганской долины, а также указания на морское происхождение сланцев с *Carbonicola* и *Anthraco-*mya** в угленосной толще Донецкого бассейна.

Современная пресноводная фауна и флора описаны в монографии Ламперта (1900) и в курсе лимнологии Рутнера (Ruttner, 1952); пресноводные моллюски СССР описаны В. И. Жадиным (1933, 1940). Полные данные об условиях жизни пресноводных моллюсков и ракообразных и участии их в образовании озерных известняков приводит Пиа (Pia, 1933). Он рассматривает также значение известковых водорослей и их распространение в озерах. Обширная литература имеется в монографии Науманна (Naumann, 1930).

Озерные отложения

Характерные признаки озерных отложений:

1. Пресноводная фауна
2. Ограниченное распространение соответственно форме озера
3. Правильная, ясная, нередко тонкая слоистость; местами развита косая слоистость
4. Небольшая мощность, обычно десятки метров и меньше, реже больше
5. Преобладание глин, нередко мергелистых
6. Зональное расположение осадков в больших озерах

Пресноводная фауна современных озер значительно отличается от речной, но в отложениях прошлого обособление их затруднительно и даже невозможно.

Ограниченное распространение определяется формой и размерами самого озера. Преобладают озера площадью от нескольких километров до немногих десятков километров, но существуют сейчас и существовали раньше громадные озера, отложения которых простирались на сотни километров. Как уже указывалось, длина Байкала 670 км, Балхаша — 604 км; наибольший поперечник Аральского моря 420 км. Самых больших размеров из всех замкнутых бассейнов достигает Каспий, но рассматривать его как озеро нельзя; он представляет собой типичное замкнутое море, в то время как Аральское море — типичное озеро. Фауна, история образования и отложения этих двух морей резко различны.

С л о и с т о с т ь озерных отложений в связи с преобладанием илистых осадков ясная, правильная, тонкая, иногда сезонная, ленточная (рис. 1). Часто она начинается в отложениях, расположенных у самого берега, но далеко не всегда. Вдоль крутых песчаных берегов и особенно в дельтах рек, впадающих в озера, развита косая слоистость. Когда

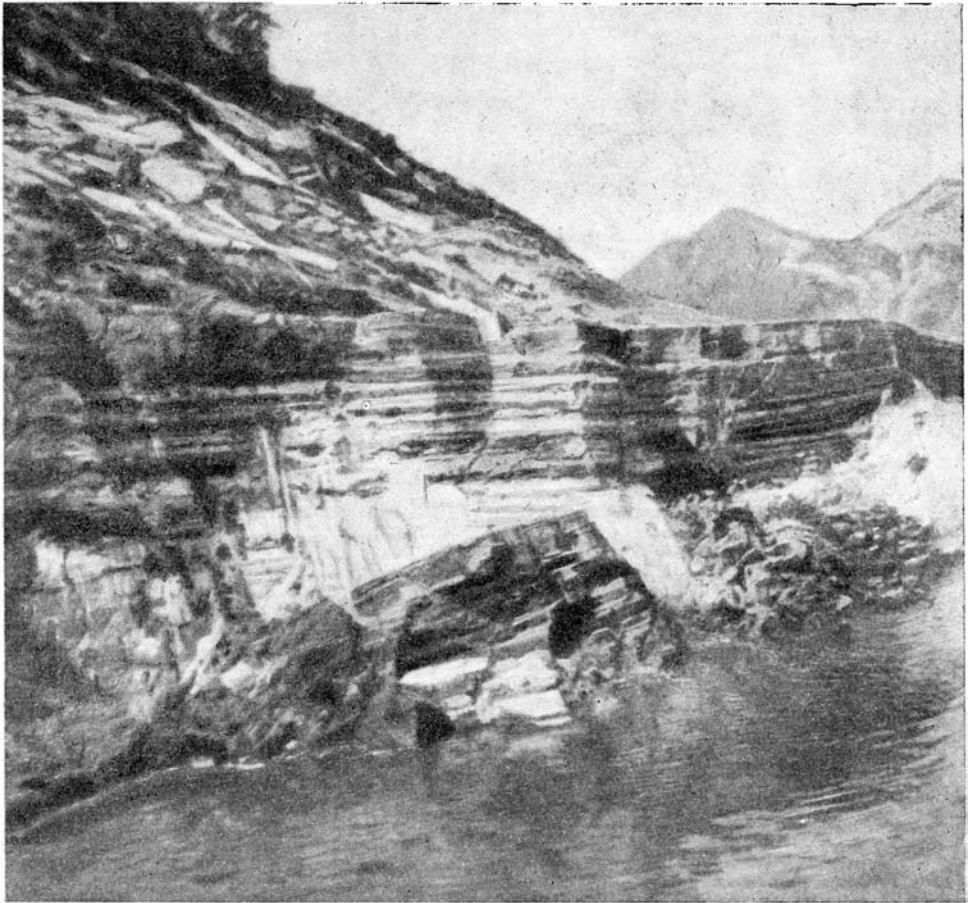


Рис. 1. Оз. Ритом. Альпы. Правильная и тонкая слоистость озерных отложений — белых доломитовых песков и темных глин. По Коллэ (Collet, 1925).

дельты заполняют все озеро, то и косая слоистость встречается на всей его площади, сменяя горизонтальную слоистость и сменяясь ею (рис. 2 и 3).

М о щ н о с т ь озерных отложений весьма различна, она зависит от глубины озера и длительности его существования. Чаще всего существование озера кратковременное, а глубина не превышает нескольких десятков метров. Поэтому и мощность озерных отложений обычно невелика — не превышает немногих десятков метров. В отдельных случаях мощность отложений больших глубоких озер типа Байкала может измеряться многими сотнями метров. Мощность осадков эфемерных равнинных озер, быстро появляющихся и исчезающих, не больше нескольких метров.

Литологический состав озерных осадков весьма различен и зависит от необыкновенно большого разнообразия типов озер, их размеров и характера берегов. Отличительной особенностью подавляю-

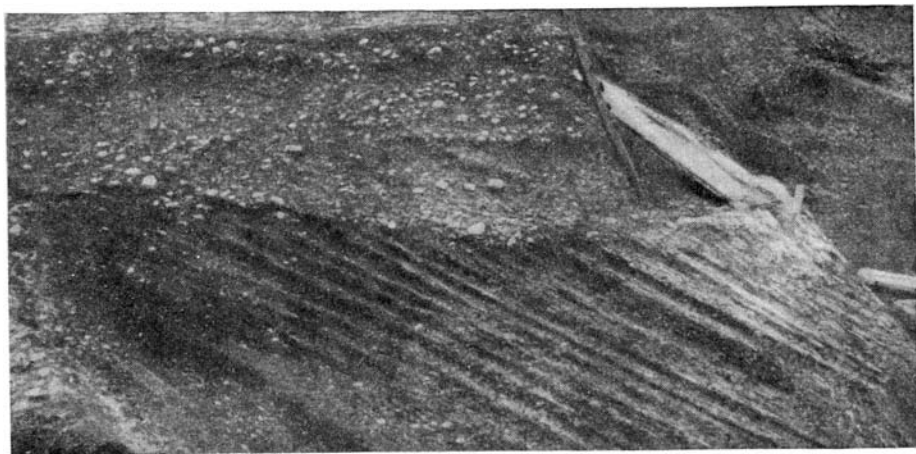


Рис. 2. Отложения древней дельты р. Арвы в Женевском озере. По Коллэ (Collet, 1925).

щего большинства озер служит слабое развитие волн и течений, нередко совсем отсутствующих. Вследствие этого сортирующая деятельность прибоа очень слаба и глинистые осадки преобладают на всей площади озера и слагают

даже берега. Только в больших, сравнительно редких озерах береговые пески и галечники занимают значительные площади, особенно в приустьевых частях рек, выносящих большие количества песка и гальки. Примером может служить южная, мелководная, часть Ладожского озера, большие площади которой заняты песками.



Рис. 3. Оз. Ритом. Альпы. Разрез передней части дельты небольшой реки, впадавшей в озеро. Снимок сделан во время осушения озера. По Коллэ (Collet, 1925).

В области питания озер нередко большим развитием пользуются карбонатные породы, в частности известняки. Продукты их разрушения во взвешенном состоянии и в растворах

приносятся в озера, где и отлагаются. В подобных многочисленных случаях озерные отложения представлены известковистыми глинами, мер-

гелями и даже известняками и доломитами. Более редки случаи, когда известняки в областях питания отсутствуют, тогда озерные отложения бывают неизвестковистыми или слабоизвестковистыми.

Надо учесть, что известковистость осадков, кроме того, может обуславливаться деятельностью растений и животных. Это обстоятельство еще более сокращает количество неизвестковых озерных отложений.

Зональность отложений, так ясно выраженная вдоль берегов открытых морей, ясно выражена и вдоль берегов больших широких озер. У линии прибоя, выше ее, располагаются береговые валы и дюны, ниже — сравнительно узкая зона галечников и песков. Глубже следует более широкая зона смешанных осадков — глинистых песков, песчаных глин и алевритов. Наконец, большая часть дна озера представляет собой зону илов. В связи со слабыми прибоем и донными течениями зоны песков и смешанных осадков в озерах значительно уже, чем в открытых морях, и сортированность их меньше.

В небольших и малых озерах прибой фактически нет, и зона песка полностью отсутствует или имеет ширину не больше нескольких метров. Илы начинаются у самого или почти у самого берега.

На образование илов в больших озерах так же, как в лагунах и морях, существенное влияние могут оказать сейши. Они вызывают возникновение застойных участков, на дне которых отлагается ил, обогащенный планктоном, — будущие горючие сланцы.

Данные по скорости накопления озерных осадков для различных озер приведены в работе В. Б. Шостаковича (1941). В мелких озерах без заметных притоков средняя годовая скорость накопления ила — 1.05 мм. В небольших озерах с притоками она больше — 3.56 мм — и достигает 4.9 мм в Суздальском озере и 4.16 мм в Мойнакском озере (в Крыму). В горных озерах с притоками скорость накопления 5.27 мм (Цюрихское озеро), 8.87 мм (Телецкое озеро). В больших озерах с многочисленными притоками скорость накопления составляет: в Онежском озере — 7.1 мм, в Ладожском — 6.12 мм, причем в устье р. Свири она достигает 9.8 и 12.0 мм.

Интересны опыты А. Рейссингера. Он опустил на дно одного из баварских озер ящики, которые оставались там более 10 лет. Отложившийся в ящиках ил имел ясную слоистость; при этом число пар иловых слоев соответствовало числу лет, в течение которых длился опыт.

Еще более интересны и важны исследования, проведенные Л. Л. Россолимо (1949, 1950) при помощи специальных цилиндров, которые опускали на дно озера в различных пунктах и поднимали в определенные сроки. Эти исследования были поставлены в Белом и Глубоком озерах Московской области, а также в Иваньковском водохранилище («Московское море»). Они показали, что количество оседающего ила значительно изменяется в зависимости от времени года и характера озера. Наибольшие цифры были установлены для Белого озера (за июль месяц) — 1574 г/м² на глубине 13 м и 1328 г/м² на глубине 4 м. За тот же месяц в Иваньковском водохранилище — 1103 г/м² на наибольшей глубине и в Глубоком озере — 218 г/м² на глубине 7 м и 42.7 г/м² на глубине 33 м. Все цифры показывают количество сухого вещества.

Важные данные получены в 1936—1937 гг. Л. Л. Россолимо (1949) в результате определения скорости накопления илов в Глубоком озере по месяцам. Они представлены на диаграмме (рис. 4). Из диаграммы видно, что на глубине 7 м наибольшее количество осадков выпадает в августе, сентябре и октябре; на глубине 33 м — в октябре и ноябре. За это время

происходило накопление осадков наиболее грубозернистых и содержащих наибольшее количество минеральных веществ. Осенний максимум объясняется сильными дождями и сильными ветрами, увеличивающими деятельность воли, разрушение берегов и взмучивание дна. Зимой, после замерзания озер, количество осадков резко уменьшается, в 20—30 раз, они наиболее тонкозернисты и образуют тонкий, но плотный слой. Нередки полные перерывы, в результате которых образуется уплотнение поверхности осадка, т. е. плоскость накопления. Весной количество осадков быстро увеличивается, достигая летнего уровня, почти неизменяющегося.

Периодические и изменения состава и количества осадков и перерывы в их накоплении создают ритмичную, ленточную, сезонную слоистость.

Из этого можно сделать вывод, что для образования четвертичных ленточных глин расположение озер у края ледяного покрова отнюдь не обязательно и, скорее всего, совершенно не нужно. Для этого необходимо не материковое оледенение, а наличие продолжительных суровых морозов, вызывающих образование постоянного,

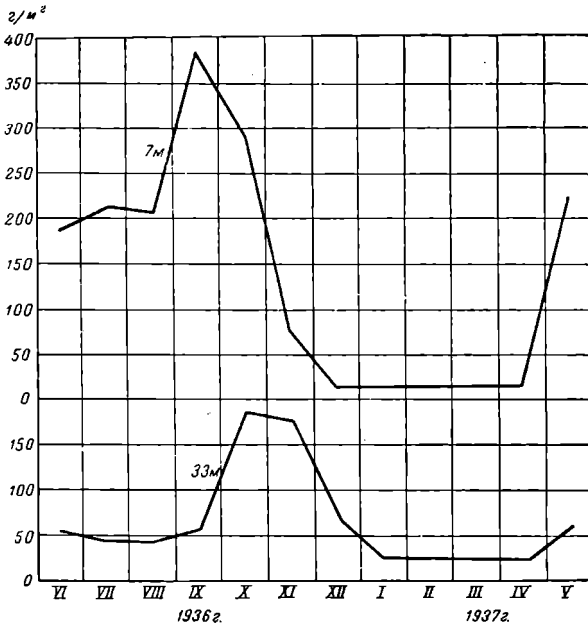


Рис. 4. Ход осадконакопления в Глубоком озере в 1936—1937 гг. на глубинах 7 и 33 м. Л. Л. Россомо, 1949.

длительно существующего ледяного покрова на озерах. Ленточная слоистость возникает в глинистых осадках озер, образующихся даже в межледниковые эпохи; нужны только суровые зимы и продолжительное замерзание озер. Ленточные глины окрестностей Ленинграда описаны Н. А. Успенским (1938).

Скорость накопления осадков хорошо изучена для водохранилищ (Шамов, 1947; Brown, 1943; Eakin, 1939).

Типы озерных отложений. По условиям образования озерные отложения можно разбить на следующие группы:

I. Обломочные отложения

1. Галечники и брекчии
2. Пески
3. Алевриты
4. Глины

5. Бокситы, бокситовые породы и огнеупорные глины
6. Фосфаты
7. Кремнистые осадки

II. Химические отложения

1. Известняки, туфы и оолиты
2. Доломиты
3. Соли
4. Железные, марганцовые и никелевые руды

III. Органогенные отложения

1. Известняки и мергели
2. Торф и угли
3. Сапропель и горючие сланцы
4. Диатомиты и спонголиты

Некоторые отложения имеют сложное происхождение. Озерные известняки включают в себя химические, органогенные и обломочные осадки. В состав бокситов входят химические и обломочные осадки. Последние примешиваются и к другим отложениям, например к торфу и сапропелю.

I. **Обломочные отложения** нередко играют преобладающую роль. В больших озерах они по характеру и распространению близки к морским. В маленьких озерах пески и галечники слабо развиты или отсутствуют; часты известняки.

Галечники и брекчии развиты мало, по берегам больших озер; наибольшей мощности они достигают в устьях горных рек. Образуются преимущественно за счет приноса реками и в меньшей степени за счет деятельности прибоя.

Пески распространены в виде неширокой зоны по берегам больших озер и в виде мощных толщ в дельтах рек.

Алевриты весьма характерны для озерных отложений и широко распространены. Раньше их описывали как песчаные глины или тонкозернистые пески. Даже в дельтах алевриты преобладают над песками.

Глины среди озерных отложений преобладают. Они разнообразны: встречаются песчанистые, углистые, битуминозные, известковые, железистые, кремнистые; чаще всего хорошо слоистые. Мощность их достигает десятков метров.

Интересный пример озерного ила приводит Кайё (Cayeux, 1929). Образец взят со дна Женевского озера, с глубины 309 м, и представляет собой довольно плотный в сухом состоянии ил, очень нежный на ощупь, слабо вскипающий от соляной кислоты. По величине зерен он относится к глинам, так как преобладают зерна размером около 0.05 мм, изредка они достигают 0.1 и даже 0.2 мм. Наиболее крупные зерна несколько окатаны; преобладают остроугольные зерна, без следов окатывания.

Много разнообразных тяжелых минералов. Встречены: слюда, хлорит, амфибол, глаукофан, циркон, магнетит, рутил, дистен, ставролит, анатаз. Все зерна представляют собой угловатые обломки.

Ил образован ледниковой мутью, осевшей в наиболее спокойных частях озера, вдали от берега. Органические остатки в илу полностью отсутствуют.

Илы озер Франции, описанные в работе Буркара (Bourcart, 1941), состоят в основном из смеси песчаных (больше 0.02 мм) и илистых (меньше 0.02 мм) частиц, соединенных цементом из органического вещества и порошкообразного пирита.

II. **Химические отложения** преобладают в горько-соленых озерах, но достаточно распространены в пресных озерах и болотах.

Известняки, туфы и оолиты. Слоистые известняки развиты в центральных частях озер, реже в прибрежных, в обособленных заливах; отличаются тонкозернистостью и ясной, нередко тонкой, слоистостью.

Туфы связаны с устьями минеральных источников.

Оолиты иногда образуются в береговой зоне. Наиболее известны оолиты Большого Соленого озера, описанные на стр. 64.

Доломиты встречаются гораздо реже известняков. Хорошо изучены доломиты Балхаша, описанные на стр. 57.

Соли образуются в пресных озерах только в обособленных участках, где вода становится горько-соленой.

Железные, марганцовые и никелевые руды. В небольших количествах окислы железа обычны. Местами скопления их достигают промыш-

ленных размеров. Более редки скопления соединений марганца и никеля.

Бокситы, бокситовые породы и огнеупорные глины отлагаются в озерах в условиях прекращения или ослабления приноса терригенного материала и усиления приноса окислов алюминия, железа, кремния и титана. Встречаются редко.

Фосфаты. Вивианит и кальциевые фосфаты встречаются в озерных отложениях довольно часто, но в сравнительно небольших количествах. В концентрации фосфора известную роль играют растения, зола которых содержит от 9.5 до 12% P_2O_5 .

Кремнистые осадки. В озерах происходит выделение и оседание кремнезема подобно тому, как это происходит в морях. В результате получают кремнистые глины (опока), переходящие в кремнистые сланцы.

III. Органические отложения. По сравнению с органическими отложениями морей и лагун они имеют подчиненное значение и только в отдельных озерах и участках озер достигают значительного развития.

Известняки и мергели. В прибрежной зоне в результате действия волн местами намывается ракушка, которая образует небольшие линзы пресноводных ракушников. Обычно остатки животных не являются породообразующими, как это указано ниже, в разделе «Озерные известняки и мергели» (стр. 21).

Большое значение имеют скелетные образования известковых водорослей. Иногда они слагают довольно мощные линзы неслоистых известняков. Плодоношения харовых водорослей (хары, трохилиски) встречаются местами скоплениями; обычно же сравнительно редки.

Торф и угли характерны для болот, но нередки и в отдельных участках открытых озер.

Сапропель и горючие сланцы образуются за счет скопления планктона на дне озер.

Диатомиты. В тех случаях, когда в планктоне появляется большое количество диатомей, скелеты их, падая на дно, сначала образуют диатомовый ил, а затем диатомит — породу, сложенную диатомеями. Диатомит — это полезное ископаемое; оно описано на стр. 24.

Спонголиты. Нередко к диатомеям примешиваются иглы губок. Такие породы иногда называют спонго-диатомитами. Когда иглы губок преобладают и являются породообразующими, осадок называют спонголитом. Спонголиты известны в современных озерах Канады и широко распространены в озерных отложениях среди каменноугольных угленосных толщ, по данным Кайё (Caueux, 1929).

Науманн (Naumann, 1929, 1930) предложил все органические отложения озер подразделять на гиттию (gyttia) и ди (dy). «Гиттия» — все отложения, образовавшиеся из скелетных остатков и вообще остатков организмов, живших в самом озере. «Ди» — растительная труха и остатки животных, припесенные в озеро реками и потоками, вода которых обогащена органическими кислотами. Вода таких озер прозрачная, бурого или коричневатого цвета. Науманн отмечает, что сапропель Потонье должен быть отнесен к гиттии в его понимании. В ископаемых озерных отложениях гиттия и ди не отличимы, а само понятие «гиттия» слишком широко и поэтому бесполезно. Органические известняки, сапропель, торф и диатомит всегда будут называть своими именами.

Более четкие определения сделал Васмунд (Wasmund, 1930). «Ди» он называет скопления растительной трухи и планктона в дистропных

озерах. Пример ее описан Твенхофелом и Мак Келви (Twenhofel and Mc Kelvey, 1942). В ископаемом виде она имеет вид углистого сланца. «Гиттия» — это осадки евтропных озер, обогащенные остатками низших водорослей и образовавшиеся в окислительной среде. «Сапропель» — это тоже осадки евтропных озер, но их застойных, загнивающих частей, богатые жирами и пиритом. В ископаемом виде — битуминозные сланцы.

В заключение очерка озерных отложений мы более подробно опишем озерные илы и известняки, озерные руды и диатомиты.

Илы представляют собой наиболее распространенный и разнообразный озерный осадок. Его основными составными частями служат: 1) кварц, силикаты и другие обломочные (принесенные извне) минералы; 2) карбонаты и различные соли, образовавшиеся в озере; 3) органическое вещество.

В. П. Гричук (1949) по этим трем составным частям построил треугольную диаграмму на основании 200 анализов илов. На диаграмме почти все анализы распределялись на четыре группы.

1. Силикатно-карбонатные илы — черная вязкая масса с запахом сероводорода, с преобладанием кварца и силикатов (60—80%) и постоянным присутствием кальцита (до 18%) и гидротроилита (до 3%). Содержание органического вещества невелико (2—5%) и лишь в одиночных случаях превышает 10%. Такие илы свойственны только озерам с минерализованной водой.

2. Сапропелевые илы — студенистая масса, серовато-зеленоватого или буроватого цвета. Органические составные части резко преобладают, иногда в сумме достигая 99.9%. Минеральных составных частей обычно содержится несколько процентов.

3. Карбонатно-силикатные илы характеризуются преобладанием карбонатов (51—87%). Содержание кварца и силикатов также довольно значительно (до 44%); органического вещества — от 4 до 15%. Пластичность незначительна.

4. Силикатно-карбонатно-сапропелевые илы содержат силикатов 42—52%; карбонатов 15—35%; органического вещества до 32%. Они занимают промежуточное положение между тремя другими типами. Нередко в них развита микрослоистость. Все озера этого типа находятся в Западно-Сибирской лесостепи.

Эти четыре типа, конечно, не охватывают всего разнообразия озерных илов. Для многих илов характерны другие составные части, органические и неорганические. Их присутствие или преобладание определяет название ила, например железистый ил, диатомовый ил, спонголитовый ил. Некоторые илы обычны в ископаемом состоянии и неизвестны в современных озерах, например бокситовый ил. Свообразен никелевый ил, обогащенный органическим веществом и сернистыми соединениями никеля. При повышенном содержании фосфора также получается особый тип ила. Полная классификация озерных илов — задача будущего, но она, как правильно отмечает В. П. Гричук (1949), должна быть генетической.

Ряд данных по илам приведен в сборнике «Материалы к изучению генезиса иловых отложений» (1939).

В работах Л. Л. Россолимо (1949, 1950) приведены сведения о характере илов некоторых озер центральных областей Русской платформы и весьма интересные данные по илам Ивановского водохранилища («Московское море»).

Химический состав илов водохранилища и его изменения показаны в табл. 1. Время наблюдений охватывало период со 2 июля по 20 ноября

1939 г. Пункт I расположен в старом русле Волги с наибольшей глубиной; пункты II и III — в открытых мелководных районах; пункт IV — в мелководном заливе. Цифры показывают проценты сухого вещества осадка.

Таблица 1

Химический анализ осадков Иваньковского водохранилища
(по Л. Л. Россолимо, 1950)

Пункт и период осадений	SiO ₂	Сумма Al, P, Fe	Fe	Mn	Сумма Al, Fe	Органическое вещество
Пункт I 2 VII—2 VIII	51.57	17.05	5.98	0.45	11.07	19.10
Пункт II 2 VII—1 VIII 1 VIII—10 IX	52.47 50.70	15.97 15.96	6.43 5.12	0.77 0.40	9.54 10.84	20.35 22.15
Пункт III 2 VII—2 VIII 2 VIII—16 IX	49.95 50.03	17.74 16.96	5.79 5.47	0.42 0.57	11.96 11.50	23.47 21.83
Пункт IV 2 VII—1 VIII 1 VIII—27 IX 27 IX—20 XI	48.37 49.25 54.38	14.41 16.25 14.32	5.50 5.09 4.68	0.81 0.36 —	8.91 11.17 9.64	26.35 26.40 22.42

Из таблицы видно, что илы отличаются однородностью; они мало изменяются в зависимости от расположения в различных пунктах водохранилища и от времени наблюдения. Можно только отметить, что во время наибольшей скорости накопления осадков — в августе, сентябре и октябре — количество кремнезема увеличивается на несколько процентов, очевидно, за счет увеличения количества песчинок кварца.

Механический состав илов и его изменения показаны в табл. 2.

Таблица 2

Механический анализ осадков Иваньковского водохранилища (в процентах)
(по Л. Л. Россолимо, 1950)

Пункт и период осадения	Размеры фракций в мм					
	1.00—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	0.001
Пункт I 2 VII—2 VIII	1.85	—	30.79	3.85	17.72	53.57
Пункт II 2 VII—1 VIII 1 VIII—10 IX	0.98 4.03	1.59 —	31.61 26.77	10.32 14.12	12.95 —	42.35 61.34
Пункт III 2 VII—2 VIII	3.13	1.39	9.73	13.10	11.34	61.31
Пункт IV 2 VII—1 VIII 27 IX—20 XI	2.40 —	— —	21.42 35.75	7.35 9.40	9.82 15.72	59.19 46.21

Для илов Иваньковского водохранилища так же, как для илов других озер, характерно преобладание глинистой фракции и значительное количество пылеватой фракции.

Озерные известняки и мергели встречаются довольно часто в отложениях озер самых различных размеров, но преимущественно в небольших. Основное условие образования известняков — отсутствие приноса или пониженный принос терригенного материала, отлагающегося в красных зонах озера. Тогда в средней части озера осаждается известковый ил. В случае приноса небольшого количества глинистых частиц отлагается мергель, а при повышенном приносе — известковая глина.

В самом свежем виде известковый ил содержит 40—50% воды; при уплотнении ил переходит в породу, напоминающую белый мел, ее нередко называют озерным мелом. Дальнейшее уплотнение приводит к образованию твердого тонкозернистого однородного светлого известняка. Перекристаллизованный зернистый плотный известняк литологически отличается от морского только благодаря нахождению в нем пресноводной фауны.

Весьма полный обзор озерных известняков составлен Пиа (Pia, 1933), а озерных доломитов — Н. М. Страховым (1945, 1951). Некоторые данные приведены в работах Коллэ (Collet, 1925), Данна (Dunn, 1953) и Ширмана (Sherman and Thiel, 1939).

Химический состав озерных известняков отличается высоким содержанием CaCO_3 — от 70 до 95%. Нередко значительно содержание органического вещества, достигающее 13%. Количество SiO_2 невелико и в чистых разностях известняков колеблется от 0.5 до 5%. В некоторых озерах весьма высоко содержание MgCO_3 , например в некоторых плёсах Балхаша количество доломита достигает 42%. В большинстве озер количество MgO измеряется немногими десятими процента; почти всегда присутствует Fe_2O_3 , но в небольших количествах, до 3%; приблизительно в таких же количествах встречается Al_2O_3 . В долях процента присутствуют MnO и P_2O_5 . В озерах окрестностей Риги известняки гипсоносны, и содержание CaSO_4 достигает 2.67%.

Почти всегда в озерных известняках развита то более толстая, то более тонкая слоистость. В Цюрихском озере наблюдается чередование годичных прослоек мощностью около 5 мм. Это позволило определить скорость накопления осадков — 1 м в 200 лет. Для оз. Мичиган скорость накопления осадков достигает 30 см в 50—100 лет. Для других озер получены меньшие цифры — 3 и 6 см в 100 лет.

Мощности озерных известняков сравнительно невелики (10—15 м), но известны ископаемые известняки с мощностью, достигающей 30—40 м.

Фауна в известняках встречается довольно часто и состоит преимущественно из пресноводных гастропод, пелеципод и остракод. Хотя раковины их иногда скопляются в больших количествах, но они никогда не являются порообразующими; обычно в образовании известняков они играют второстепенную роль.

Основная масса известняков состоит из немого тонкозернистого или аморфного известкового материала. Возможно, в некоторых случаях существенную роль в образовании известняков играют микроорганизмы и даже бактерии; не исключено также участие и известковой мути, приносимой реками. Однако большая часть озерных известняков представляет собой химический осадок.

Коллэ (Collet, 1925) считает, что основными условиями образования озерных известняков служат следующие: 1) непосредственное осаждение в виде химического осадка; 2) деятельность водных растений; 3) дея-

тельность фитопланктона; 4) деятельность моллюсков. К ним можно прибавить еще одно — 5) осаждение в виде механического осадка, образовавшегося в результате раздробления перечисленных выше типов известняков, а также за счет приноса реками в виде мути.

Среди растений, выделяющих известковые корочки, наибольшее значение имеют *Chara*, *Potamogeton* и *Limnaea*, особенно первые. Существенную роль местами играет синяя инкрустирующая водоросль *Chizotrix*. В начале зимы растения гибнут, и их стебли и слоевища, покрытые тонкой кальциевой корочкой, падают на дно и разлагаются. Весной волны разрушают корочки и распределяют кальцит более или менее равномерно по всему осадку.

Известняки, отложившиеся на дне недавно высохших небольших озер и заливов, покрыты сверху тонким слоем почвы, заросшей травой. Они залегают под лугом и поэтому называются «луговыми известняками» (Wiesenkalk).

Необычен тип озерных известняков, образованных известковистыми водорослями. Чаще всего скелеты таких водорослей имеют вид тонких корок, облекающих различные предметы, но иногда они покрывают дно в прибрежной области озер на больших площадях, создавая мощные залежи массивных известняков. Эти известняки легко узнать по характерному концентрическому строению. На берегах озер Бонневиль и Лагонтан в Северной Америке известковые водоросли слагают большие округлые глыбы и небольшие утесы высотой в несколько метров (Russel, 1885).

Вопросу о значении микроорганизмов в образовании озерных известняков посвящена статья Вильямса и Мак Кой (Williams and Mc Coy, 1934). Они показали, что некоторые анаэробные организмы и многие хорошо известные бактерии, извлеченные из донных осадков оз. Миндота в Северной Америке, были

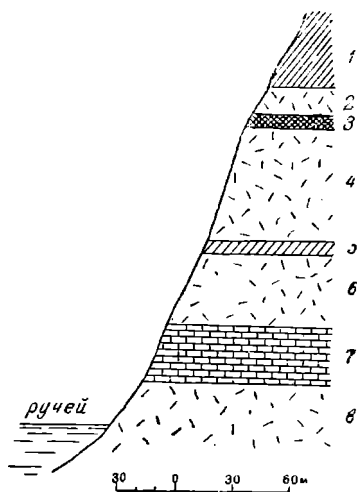


Рис. 5. Разрез Гостилицкого месторождения гажы, Ленинградская область. По Г. А. Дымскому, 1932.

1 — почвенный слой с известковыми трубочками — 0.4 м; 2 — светлокоричневая гажя — 0.1 м; 3 — гумусовый горизонт — 0.1 м; 4 — светлокоричневая гажя, внизу с известковым туфом — 0.6 м; 5 — светлосерая пластичная глина — 0.05 м; 6 — светлокоричневая гажя и туфы — 0.4 м; 7 — погребенный торф — 0.3 м; 8 — буро-серая гажя и плотные туфы — 0.2 м.

способны в искусственных условиях выделять мельчайшие кристаллики кальцита. Однако результаты двух опытов не обнаружили связи между деятельностью микроорганизмов и образованием CaCO_3 в осадках оз. Миндота.

Г а ж а представляет собой полный аналог лугового известняка или озерного мела. Она хорошо развита в послеледниковых озерных отложениях района Ропши в Ленинградской области. Месторождения гажы в этом районе описаны Г. А. Дымским (1932). Гажя представляет собой рыхлые известковые отложения — порошкообразную, рассыпчатую массу белого, светлокремowego или коричневатого цвета. Местами она уплотняется и образует стяжения плотного известкового туфа. Изредка в ней наблюдаются прослойки зеленоватой, весьма пластичной глины. Нередко слои гажы перемежаются со слоями торфа (рис. 5). Почти всегда в гаже

присутствуют многочисленные раковины пресноводных и наземных моллюсков и плодоношения харовых водорослей.

Гажа образуется в районе Рошши и в настоящее время. В результате сокращения послеледниковых озер здесь образовалось обширное Порозловское болото, на дне которого отложился яркожелтый мергель с моллюсками и харами мощностью 1.6 м. Местами этот мергель покрыт слоем сапрокола.

Мощность гажы достигает 8—12 м, но даже такие пласты выклиниваются на расстоянии 100 м, образуя плоские линзы. Обычно же мощность гажы около 2—4 м.

Другим примером озерного известняка (озерного мела), образовавшегося на дне озера, расположенного во впадине на поверхности морены, служат отложения побережья Констанцкого озера, описанные Шмидлем (Schmidle, 1910) (рис. 6). На морене залегают ленточные глины, местами заключающие эрратические глыбы и валуны, принесенные плавающими льдами. На них лежит гажа с раковинами моллюсков и остатками растений: *Limnaea*, *Planorbis*, *Bythinia*, *Valvata* (*V. alpestris* Küst.) и *Pisidium*. На гаже залегают торф с *Hypnum*, затем торф с *Sphagnum* и торф с *Carex*.

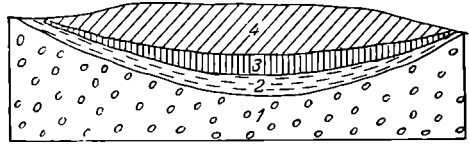


Рис. 6. Разрез отложений древнего озера на побережье Констанцкого озера. По Коллэ (Collet, 1925).

1 — морена; 2 — ленточная глина; 3 — озерный известняк; 4 — торф.

Озерные руды. В питании многих озер существенную роль играют подземные воды, выходящие в виде источников у берега озера или на его дне. Для некоторых озер они служат единственным источником питания. При этом резко сокращается принос в озера обломочного материала, особенно грубозернистого, вплоть до его полного исчезновения.

Это создает исключительно благоприятные условия для концентрации химических осадков и органического вещества — растительного (клетчатка) и животного (жиры и белки). Озера превращаются в типичные бассейны концентрации. В число концентрирующихся полезных ископаемых входят руды различных металлов, торф и сапропель, фосфориты и феррисиалиты.

Руды металлов, концентрирующиеся в озерах, весьма разнообразны, и это разнообразие безусловно увеличится еще больше после их специального изучения, пока еще далеко не достаточного. Широко распространены и наиболее изучены железные руды.

Марганцовые руды более редки. Фрейзе (Freise, 1933) в качестве примера приводит озеро, в котором концентрируется марганец, — оз. Агва Прета («Черная вода») в Бразилии, расположенное в области первобытного тропического леса. Кислые породы, слагающие окрестные возвышенности, разлагаются под действием гуминовых кислот и осадков, количество которых достигает 1980 мм в год, и марганец в составе «черной воды» поступает в озеро, где и отлагается вместе с железом и фосфором.

Никелевые руды, представленные различными сульфидами, отлагаются в озерах, богатых органическими остатками и расположенных вблизи массивов ультраосновных пород. Примером их служат руды Ново-Айдерлинского месторождения (восточный склон Южного Урала).

Алюминиевые руды — озерные бокситы — широко распространены в ископаемом виде и неизвестны в современных озерах, очевидно, вследствие недостаточности исследований.

Своеобразный тип озерных осадков представляет собой сапропель с большим количеством окислов железа, глинозема, кремнезема и окиси титана. Его можно назвать смесью одновременно образовавшихся сапропеля и феррисиллитов.

Общие вопросы, связанные с образованием руд в озерах, рассмотрены в монографиях Науманна (Naumann, 1930) и Н. М. Страхова, в работах Б. П. Кротова (1948, 1950), в диссертации Н. И. Семеновича (1955) и для ископаемых озер в работе Л. В. Пустовалова (1932).

Д и а т о м и т ы. Современные озерные диатомовые илы Франции кратко описаны Кайё (Cayeux, 1929, стр. 380—383). В некоторых озерах диатомеи размножаются весьма быстро и в таком количестве, что образуют на поверхности озера целые скопления — пелену, называемую местными жителями «воздушной бумагой». По достижении известного веса пелена опускается на дно, и на ее месте быстро возникает другая. Так образуется диатомовый ил, мощность которого иногда достигает 20—30 м.

В некоторых озерах ил состоит почти исключительно из скелетных образований диатомей с небольшим количеством растительных остатков и зерен кварца.

В других озерах несколько увеличивается количество растительных остатков и появляются листочки слюды, но все же диатомеи преобладают.

В третьей группе озер ил тоже содержит большое количество диатомей, но уже загрязненных значительным количеством примесей, среди которых преобладают кварцевые зерна, листочки слюды, глинистый материал и растительный детрит.

В четвертой группе озер диатомеи отступают на второй план, и ил уже нельзя называть диатомовым. Это — глинистый или кварцево-глинистый ил с диатомеями.

Кайё отмечает, что наиболее чистый диатомовый ил, как в современных озерах, так и в третичных отложениях, развит в районе Центрального массива.

В одном озере ил с глубины 84 м с диатомеями обладал весьма своеобразными особенностями: 1) высоким содержанием пирита в виде бесчисленных микроскопических сферических стяжений и зерен; 2) содержанием кристаллов гипса. Наиболее интересна последняя особенность. Кайё справедливо указывал, что небольшое содержание кристаллов гипса не может быть показателем повышенной солености бассейна. В застойных бассейнах при повышенном содержании сероводорода образуются сульфиды железа, за счет окисления которых в илу пресноводных бассейнов может образоваться гипс.

Накопление диатомитов в озерах Соединенных Штатов Америки описано в содержательной работе Конгера (Conger, 1942). Он указывал, что для образования залежи диатомита необходимы: 1) условия, благоприятствующие росту диатомей; 2) условия, определяющие отсутствие или последующее удаление всех посторонних материалов.

Первым условием, благоприятствующим массовому росту диатомей, служит низкая температура, одновременно тормозящая рост бактерий. Поэтому диатомовые озера наиболее обычны в северных широтах и на больших высотах. В морях диатомеи расцветают в умеренных и приполярных зонах и в области холодных течений. Благоприятны для развития диатомей глубокие прозрачные озера с ледяной водой в придонных горизонтах.

Вторым условием будет присутствие в воде кремнезема. Уже при содержании его в количестве 1—5 частей на миллион частей воды образуются

богатые залежи диатомита. При содержании его от 5 до 20 частей на миллион частей воды происходит пышный расцвет диатомей, но получается также избыток кремнезема, уже не поглощающегося ими. Обычным источником кремнезема служат кварцевые пески, подвергающиеся воздействию щелочных вод. В отдельных случаях поступает кремнезем, получающийся за счет растворения тонкого вулканического пепла.

Третьим условием служит наличие питательных веществ с фосфатами и нитратами.

Весьма важно отметить отсутствие засоряющих материалов. Оно обусловлено тем, что нет приноса терригенного материала и органических веществ. Нередко те и другие удаляются после накопления осадка вследствие выщелачивания и подобных ему процессов.

Содержание кремнезема и органического вещества Конгер (Conger, 1942) иллюстрирует примерами некоторых озер штата Висконсин:

	Кремнезем в %	Органиче- ское веще- ство в %
Оз. Травяное	20	80
Оз. Ирвинг	35	65
Оз. Ключевое	73	27

В отдельных залежах содержание кремнезема (диатомей) достигает 94—98%. В остальные 6—2% входят окислы железа, органическое вещество, глинистые частицы, карбонаты.

Хорошее качество диатомитов определяется легкостью удаления из него органического вещества, грубозернистостью и пористостью. Высококачественные диатомиты состоят из массивных, крупных придонных диатомей. Диатомиты, состоящие из планктонных, нежных и микроскопических форм, обладают большей плотностью и считаются менее качественными.

Мощность залежи диатомита в Травянном озере 12.6 м при глубине озера 3 м; в Кристальном озере — 3 м при глубине 13.5 м; в Ключевом озере — 3—5 м при глубине 0.5 м.

Скорость накопления диатомитов низка, около 3 см в столетие; по данным других исследователей, она поднимается до 6 см, а в Лунцком озере, в Швейцарии, — даже до 10 см в столетие.

В работе Конгера (Conger, 1942) приведен полный список литературы по озерным диатомитам Северной Америки и Европы.

В СССР диатомовые озера, расположенные на побережье Белого моря, описаны В. К. Черновым (1947).

Диатомовые отложения в современных озерах нередко называют гиттией. Однако надо помнить, что Науманн (Naumann, 1930) предложил это название для всех органогенных озерных отложений, а не только для одних диатомитов.

Озерные диатомиты и спонго-диатомиты описаны Кайё из третичных отложений Франции. Возраст их определяют в пределах плейстоцен—олигоцен (аквитанский ярус). Озерные диатомиты ранее описывали под различными названиями — «растительный опал», цейссасит и ролданит. По внешнему виду диатомит представляет собой землистую белую или желтоватую рыхлую мягкую, нежную на ощупь породу, легко раздавливающуюся в тончайший порошок.

Наиболее крупное месторождение диатомита — Оксиллак (d'Auxillac) — расположено в Южной Франции, в провинции Канталь (Cantal). Площадь

залежи достигает нескольких гектаров при средней мощности 12 м. Химический состав диатомита простой (табл. 3).

Таблица 3

Диатомит месторождения Оксплак

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O
87.50	1.22	0.63	0.60	0.05	0.20	—	—	9.45

Спонго-диатомит развит в месторождении Мена (Menat), в провинции Пюи-де-Дом (Puy-de-Dôme). Залежь занимает впадину в древних породах диаметром 1—2 км. Спонго-диатомит представлен черновато-бурой листоватой, весьма слабой породой с остатками рыб (*Cyprinus papyraceus*) и растений нижнеаквитанского возраста.

Исследование под микроскопом выяснило, что порода состоит из спикул губок с многочисленными диатомеями; цемент опаловый, слабо глинистый, обогащенный растительным веществом, придающим ему темный цвет.

Весьма большое месторождение спонго-диатомита, связанное с ледниковыми отложениями, известно в Германии, в Люнебурге; оно достигает 3 км длины и 1 км ширины при мощности свыше 20 м. Возраст его плейстоценовый. Это месторождение описано Деваллом (Dewall, 1929).

В СССР пресноводные диатомиты известны в Закавказье — Кисатабское и Нурнуское месторождения. Своеобразный диатомовый ил, по данным К. Гильзена (1915), отлагается на больших глубинах оз. Байкал. В нем содержание диатомей доходит до 70%.

Примером палеозойского пресноводного спонголита может служить спонголит, описанный Кайё (Caueux, 1929, стр. 299), из каменноугольной угленосной толщи бассейна Гард (Gard) во Франции. Спонголит здесь залегает непосредственно на пласте угля и имеет мощность несколько десятков сантиметров. Он образует правильный слой с ясной слоистостью. По внешнему виду спонголит представляет собой черную или темносерую плотную массивную кремнистую породу, прозрачную по краям, с раковистым изломом.

Под микроскопом видно, что почти вся порода состоит из спикул губок, располагающихся параллельно плоскостям напластования. Размеры спикул: длина около 0.7 мм, диаметр 0.02 мм. Количество цемента невелико.

Химический состав приведен в табл. 4.

Таблица 4

Спонголит из угленосного бассейна Гард

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
94.10	1.85	1.65	0.05	0.01	—	—	2.45

Нет сомнения, что подобные спонголиты встречаются и в наших каменноугольных и пермских угленосных толщах, но пока их определяют как кремнистые сланцы.

Примеры отложений современных озер. Литература по донным осадкам современных озер немногочисленна. Несколько работ по озерам СССР принадлежит К. Гильзену (1905, 1915, 1925, 1930), Н. М. Страхову (1945, 1951), Б. Перфильеву (1927), В. К. Чернову (1947). По зарубежным озерам можно отметить работы Лундквиста (Lundquist, 1927, 1936, 1938, 1939, 1940), Кайндля (Kindle, 1925, 1927, 1930), Твенхофеля и соавторов (Twenhofel, 1939, 1941, 1942, 1944, 1945), Колла (Collet, 1925), Науманна (Naumann, 1930, 1932), Каспари (Caspari, 1910), Васмунда (Wasmund, 1930, 1938 — содержит список литературы), Готцингера (Gotzinger, 1911), Грошопфа (Groschopf, 1942), Хаппа (Happ, 1941), Хуммеля (Hummel, 1934).

Ладожское озеро. Почти плоское дно этого крупнейшего озера Европы постепенно понижается к северу, где и наблюдаются наибольшие глубины — около 200 м. В южной части они не превышают 15—20 м, а у берега еще меньше.

Вторым важным фактором, определяющим характер осадков, служит положение устьев рек. Устья Свири, Сяси и Волхова расположены на южном берегу озера. Соответственно вдоль южного берега проходит широкая (25—30 км) зона песков. Во внутренней части этой зоны слой песка небольшой мощности залегает непосредственно на валунной, плотной глине.

А. П. Андреев (1875) пишет: «Волхов снабжает Ладогу водой бурокрасной, мутной; вода р. Сяси темнокрасная, свирская вода темная. Река Олонка вносит воду совсем темную, болотную. Болотная равнина, от границы Финляндии до Шлиссельбурга и Новой Ладоги, ручьями и речками вливает в озеро воду красную, густую и сорную. Реки и речки с севера спускают воду железистую, цвета темнобутылочного. Только одна р. Вуокса вливает воду довольно чистую». Все эти продукты выноса остаются на дне Ладожского озера, поэтому вода Невы отличается своей чистотой.

Существенное влияние на характер осадков оказывает и то, что на дне южной части озера под грунтом лежит моренная глина. Благодаря этому песок нередко обогащается валунами и щебнем. Драгировка, произведенная К. Гильзенем, показала, что на двух станциях драга не принесла ничего, а на одной — вышла наполненной камнями, крупным гравием и песком (станция 20, на глубине 14.7 м). В отдельных пунктах, например у маяка Суховского, морена поднимается до уровня озера.

Зона песка, но более узкая, окаймляет также западный, северный и восточный берега. За ней следует зона песчанистого ила, также сравнительно узкая, а большая часть дна озера покрыта чистым илом. На юге, ближе к устьям рек, ил красноватый, коричневатый или буроватый, на севере же, в области наибольших глубин, он синевато-пепельного цвета, жидкий.

По данным К. Гильзена (1905), количество органических веществ («гумуса») в северо-восточной части озера, на глубинах от 70 до 135 м, достигает 4—9%; в южной части озера, на глубинах от 14 до 40 м, — около 0.2—0.6%.

Содержание извести невелико, не превышает 1.0—1.5%; чаще всего оно измеряется десятками долями процента. Интересно, что содержание MgO, хотя тоже невелико, но в среднем выше содержания CaO. Колеблется в пределах от 1 до 1.5%.

Значительно больше содержание окислов марганца и железа. На станции 12, в середине озера, на глубине 66 м содержание Mn_2O_4 достигало

2.5%. На этой же станции содержание Fe_2O_3 равнялось 10.2%. В районе Валаамских островов добывали озерную железную руду.

Содержание глинозема колеблется от 1.6 до 7.2%.

Озера Северной Америки. Интересны и существенны работы по осадкам озер Северной Америки, проведенные Твенхофелом и его сотрудниками.

Осадкам зоны прибоя и их детальной литологической характеристике посвящена работа Мак Келви (Mc Kelvey, 1940). Береговую полосу Семгового озера, штат Висконсин, он подразделяет на восемь зон шириной от 0.3 до 3.6 м (рис. 7). Наиболее удалена от уровня воды зона *A*, представляющая собой береговой уступ, подмываемый волнами только во время самых сильных бурь. Далее следует зона *B* — задний пляж, сложенный песком с редкими валунами. Зона *C* — намыв — покрыта гальками, обломками ветвей, палками, кусками древесины, обломками костей и раковин. Зона *D* — передний пляж, сложенный чистым песком, пере-

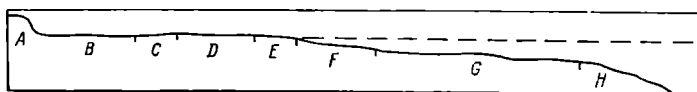


Рис. 7. Зоны береговой полосы Семгового озера (Trout lake), Висконсин. По Мак Келви (Mc Kelvey, 1940).

мываемым прибоем; ширина зоны 0.6—1.5 м. Зона *E* — погружена и состоит из грубого и очень грубого песка; ширина ее 0.3—0.6 м. Зона *F* — песчано-галечная, состоит из перемытых галек, местами перекрытых песком. В этой зоне образуются буруны. Ее ширина 1.2—3.6 м. Зона *G* — зона волноприбойных знаков, сложена средне- и тонкозернистым песком, покрытым хорошо развитыми волноприбойными знаками. Зона *H* — зона отсутствия действия волн, состоит из загрязненного несортированного песка и галек, заросших растениями.

Осадки Чертова озера (Devil's lake) описаны Твенхофелом и Мак Келви (Twenhofel and Mc Kelvey, 1939). Это озеро расположено в глубоком трюге среди докембрийских отложений и морен и может служить примером моренного озера, сохранившегося после четвертичного оледенения. Его площадь велика — около 1.5 кв. км, длина около 600 м, ширина 150 м, максимальная глубина приблизительно в середине озера 14 м. Береговая линия сложена песком; ширина полосы песка колеблется от 4.5 м у обрывистых берегов до 15 и 25 м у пологих берегов. На глубине 6 м песок сменяется алевритом и илом. Все осадки хорошо сортированы. Илы неслоистые; слоистость наблюдается только в песках. Цвет песков от белого до светложелтого. Илы черные, в сухом состоянии темносерые. В ископаемом состоянии они будут представлять собой черные сланцы, черный цвет которых будет вызываться высоким содержанием органических веществ.

Содержание органических веществ высокое. В связи с низким содержанием карбонатов оно почти совпадает с потерей при прокаливании. Последняя колеблется в пределах 12.3—29.5%; преобладают потери в 14—24%. Количество лигнина составляет в среднем 12%, т. е. около двух третей всего органического вещества. Содержание жиров ничтожно: не превышает 0.01%. Интересно отметить высокое содержание глинозема, обычно 12—16.5%. Суммарное содержание CaO и MgO не превышает 4.0%, чаще меньше. Количество Fe_2O_3 2.7—5.75%; MnO_2 1.1—3.05%.

Органические остатки редки и состоят из немногочисленных небольших гастропод (*Planorbis*, *Physa*), очень редких диатомей и более частых игл губок. Общее количество диатомей и спикул губок не превышает 1% всего осадка.

Твенхофел и Мак Келви (Twenhofel and Mc Kelvey, 1942) описали также осадки Малого Длинного озера (Little Long lake) в штате Висконсин. Это небольшое озеро длиной около 1 км, шириной около 300 м и с максимальными глубинами 15—18 м. Оно интересно тем, что берега его травянистые, заросшие лесом; вода коричневого цвета в связи с отсутствием постоянных поверхностных притоков. Расположено оно на ледниковых отложениях.

Мощность озерных отложений не превышает 3 м; после уплотнения — не больше 0.5—0.6 м. Сейчас верхняя часть осадков глубин от 65 до 18 м представлена черным жидким илом с содержанием воды свыше 90%. После уплотнения они будут иметь вид черных углистых или битуминозных сланцев с содержанием органического вещества около 50%. Неорганическая часть состоит из глинистых и пылеватых частиц, преимущественно кварцевых и полевошпатовых. Определимые простым глазом остатки отсутствуют. Микроскопически в них выявлены пыльца, диатомей, иглы губок и обрывки листьев, сосновых игл и коры. Слоистость отсутствует. Вытяжка хлороформом показывает от 0.06 до 0.78% битумов.

Берега озера местами покрыты ледниковыми валунами, и прибрежные осадки состоят из песка и мелкой гальки (гравия), вымытых из ледниковых отложений. Песок и гравий угловатые, неокатанные и плохо сортированные. Они прослеживаются до глубины 3 м. Ниже, до глубины 6.5 м, следуют пески с растительными остатками, а с глубины 6.5 до 18 м залегает описанный выше ил.

Осадки оз. Мичиган, одного из самых больших озер Северной Америки, описаны Гью (Hough, 1935). По своим особенностям и условиям образования оз. Мичиган очень близко к Ладожскому озеру. И для него основными факторами, определяющими характер осадков, служат глубина, рельеф дна, распространение и микрорельеф моренных отложений. Зато реки в приносе материала осадков играют значительно меньшую, второстепенную роль. Интересные данные о размерах волн, приводимые Гью, вероятно, применимы и к Ладожскому озеру. У берега во время сильного ветра средняя высота волн достигала 1.8 м и во время шторма — 3.6 м. В открытой части озера во время бури высота волн достигала 4.5 м, а длина — 30—50 м.

Основным источником материала осадков служат морена и ледниково-речные пески, слагающие почти все берега и особенно развитые на западном берегу. Это обуславливает несоответствующее силе прибоя обилие валунов и гальки, а также и песка, встречающихся далеко от берега на значительных глубинах, до 40—50 м. Зона галечников и песков местами достигает большой ширины. За ней следует зона алевроитов, и на глубине ниже 75 м развит синий неслоистый, местами красноватый ил.

Горные озера. Современные отложения пустынных озер, расположенных в горной местности, описаны Шроком и Хунцикером (Shrock and Hunzicker, 1935). Эти озера находятся в Северной Америке, к востоку от хр. Сьерра-Невады, в пределах четвертичного Большого озерного бассейна. Между горными возвышенностями, поднимающимися над озерами на многие сотни метров, вытянутыми в меридиональном направлении, лежат обширные пустынные равнины, простирающиеся на многие десятки и даже сотни километров. На этих равнинах располагаются та-

кие же большие озера, плоские и мелкие, полностью или частично пересыхающие во время засух. Длина некоторых озер, например оз. Гусино, достигает 45 км. Во время засухи 1931 г. были взяты образцы с глубин до 1.0—1.5 м и в одиночных случаях до 4 м. Число образцов 58.

В горных озерах преобладают четыре типа осадков: 1) светлые мергелистые глины, массивные, мало ссыхающиеся; обычно содержат раковины и их обломки; 2) оливково-зеленые мягкие мылоподобные глины с большим количеством известкового материала, сильно ссыхающиеся и распадающиеся на обломки с раковистым изломом; 3) светлые и темные зеленые тонкослоистые, иногда листоватые, иногда ленточные глины; 4) почти чистый песок, вероятно образовавшийся во время песчаных бурь: встречается в виде прослоев и линз.

Разрезы осадков горных озер неустойчивы и быстро изменяются по вертикали и по простиранию. Характерно высокое содержание песчано-алевритовых частиц, даже в глинах, не ниже 19%, а также высокое содержание материала, растворимого в соляной кислоте, не ниже 20%, а местами достигающее 74%. Уплотненные корки, образующиеся во время засухи, в разрезах не заметны; очевидно, они исчезают во время дождливых периодов.

Высокогорные озера обладают несколькими особенностями: 1) тесной связью с ледниками, обуславливающей повышенную тонкозернистость, известковистость и ленточную слоистость осадков; 2) тесной связью с горными реками, заполняющими песками и галечниками озерные бассейны. Вследствие интенсивной эрозии отложения высокогорных озер недолговечны. В большинстве случаев они четвертичного возраста, очень редко — неогенового. Палеогеновые и более древние озерные отложения в горах известны только в складчатых структурах.

Большинство высокогорных озер относится к котловинному и обвальному типам. Котловинные озера чаще всего связаны с деятельностью ледников и имеют небольшие размеры. Количество таких озер исчисляется многими сотнями. Более редки большие озера, лежащие в бессточных бассейнах среди гор. К ним относятся Байкал, Марко-Куль, Иссык-Куль, Чатыр-Куль и Кара-Куль.

Рассмотрим в качестве примера оз. Кара-Куль, расположенное на Восточном Памире, в центральной части большой бессточной впадины. Террасы высотой до 90 м указывают на значительно более высокий уровень четвертичного озера, отложения которого окружают современное озеро. Эти отложения изучались мною в долине р. Кара-Джилга; они состоят из тонкозернистых алевритов и глин характерного палевого цвета, реже коричневатого и розоватого и отличаются ясной, тонкой слоистостью, типа ленточной. По внешнему виду они напоминают лёсс; в их толще наблюдаются такие же вертикальные обрывы и столбообразные останцы. Местами в них встречаются скопления пресноводных пеллеципод (*Pisidium*), остракод (*Cypris*) и водорослей (*Potamogeton*). Эти отложения распространены на большой площади, с поперечником в несколько километров. Вскрытая рекой мощность их достигает нескольких метров.

Кара-Куль находится в области вечной мерзлоты. Этим объясняется развитие по его восточному берегу почвенного льда, подмываемого волнами. Мощность обнаженного льда достигает 5 м. По долине р. Кара-Арт почвенный лед уходит вглубь берега на несколько километров, создавая характерную неровную поверхность с провалами и промоинами — своеобразный ледяной карст. Происхождение этого льда неясно. Подоб-

ный почвенный лед развит по берегу другого большого котловинного озера Памира — Ранг-Куля. Ленточные глины (суглинки) Кара-Куля описаны К. К. Марковым (1936).

Еще более интересны гигантские обвальные озера, достигающие на Западном Памире (Бадахшане) исключительного развития и размеров.

Одно из таких озер — С а р е з с к о е — образовалось на наших глазах. Ночью 5 февраля 1911 г., во время сильного землетрясения в Центральном Памире, произошел страшный по своим размерам обвал горы в долине р. Бартанг, бесследно похоронивший кишлак Усой со всем населением. Обвал перебросился на другой склон долины, образовав громадную плотину шириной у основания 5.75 и на гребне 2.5 км. Возникшее выше плотины озеро затопило кишлак Сарез и от него получило свое название. Сейчас, по данным В. В. Акулова (1948), длина озера 61 км, наибольшая глубина 505 м и площадь 88 кв. км; вода из озера просачивается через верх завала.

Другое завальное озеро, переливающееся через завал, Я ш и л ь - К у л ь, расположено в долине р. Гунта; это озеро описано Н. Л. Корженевским (1928).

Наибольших размеров достигало озеро, образовавшееся в долине р. Пяндж в результате обвала у кишлака Шид (Шид). Оно доходило до Хорога и имело длину 85 км. Сейчас это озеро почти полностью заполнено осадками, и Пяндж течет по их поверхности, образуя многочисленные меандры и протоки. Озеро сохранилось только на небольшом участке у самого завала. Дальнейшая стадия истории таких озер заключается в том, что река, наполнив осадками озеро до самого завала, начинает размывать их до полного уничтожения. Остатки таких размывших озерных отложений прослежены мною на правом склоне долины Пянжда, на протяжении около 110 км — от кишлака Мульводж и до кишлака Лянгар. У Мульводжа они расположены на высоте 200 м и постепенно снижаются к Лянгару. Озерные отложения представляют собой горизонтально лежащие слоистые рыхлые, в основном глинистые, породы, образующие узкие терраски, сохранившиеся отдельными участками. Эти участки резко выделяются на фоне темных склонов своим светлым цветом.

Отложения террас горного оз. И с с ы к - К у л ь описаны В. В. Шумовым (1932), а само озеро — Н. А. Кейзером (1928). Верхняя, третья, терраса высотой 30—35 м над уровнем озера сохранилась только обрывками и сложена грубым песчано-гравийным аркозовым материалом светлого красновато-коричневого цвета.

Вторая, основная, терраса высотой 0—20 м сложена лёссовидными и мергелеподобными суглинками и тонкослоистыми суглино-супесями характерных светлозеленовато-серых тонов с бедной фауной наземно-пресноводных моллюсков. Местами встречаются прослой аркозового материала из перемытой третьей террасы. Эта терраса распространена по всему южному и западному берегам озера. Прослеживание разрезов показало их большое непостоянство. Отдельные слои быстро выклиниваются и сменяются другими. Ширина террасы местами доходит до 1.0—1.5 км. Ее поверхность ясно под углом в несколько градусов наклонена к озеру.

Первая терраса развита у самого озера, поднимаясь на высоту до 10 м. Это массивный пологий древний береговой вал, сложенный аркозовыми параллельно или косослоистыми крупнозернистыми песчаниками, местами переходящими в конгломераты. Слой падают к озеру под углом 8°.

Наконец, ниже уровня озера развита нулевая терраса, на которой еще сохранились постройки и другие признаки культурной жизни, в частности остатки гончарного производства. В строении этой террасы принимают участие своеобразные желтовато-белые известковые туфовые конгломерато-песчаники. Туфовое известковое вещество служит лишь цементом, связующим песчано-гравийный или галечный материал. Массивные плиты этого туфа местами устилают береговую отмель озера.

Илы большого горного озера описаны Коллэ и Нипковым (Nirkow, 1920) на примере Ц ю р и х с к о г о о з е р а. Береговые, литоральные илы образуются на глубинах до 20 м. Они однообразного светлого цвета и изобилуют остатками растений и животных; среди них преобладают диатомей и моллюски. Глубинный ил на поверхности дна обогащен органическим веществом, сернистым железом и издает запах сероводорода. Он всегда подстилается светлым илом, бедным органическим веществом и сернистым железом. Вонючий ил на глубинах 20—40 м имеет буровато-желтый или коричневый цвет; на глубинах 40—90 м серовато-черный и черный. На глубинах от 90 до 110 м в илу появляется ленточная годовая слоистость, и на глубинах 110—143 м она развита, как правило. Керны, взятые со дна Нипковым (Nirkow, 1920) при помощи лота, содержали 23 чередования слоев, каждое толщиной около 5 мм. Чередование представляет собой годичный микроритм осадконакопления и состоит из зимнего слоя темного черного цвета, обогащенного органическими остатками и сернистым железом, и летнего слоя светлосерого цвета, обогащенного тончайшими кристаллами кальцита.

Зимний слой обязан своим образованием водоросли *Oscillatoria rubescens*, которая достигает массового развития в этот сезон. Остатки ее обогащают ил органическим веществом и сероводородом, при участии которого возникает сернистое железо. Летом эта водоросль отсутствует и, наоборот, растут другие, донные и планктонные, которые выделяют корочки и кристаллики кальцита.

Таким образом, в озерах и наверно в других водоемах ленточная слоистость может возникать не только вследствие чередования слоев различного литологического состава — обычно глины и тонкозернистого песка, а также и вследствие чередования слоев одинакового механического состава (в данном случае — ила), но различающихся характером примесей. Существенно, что отличие в составе примесей обуславливается деятельностью организмов. Нипков (Nirkow, 1920) предложил название «биохимическая слоистость» для слоистости, которая получается в результате изменений в химическом составе осадков, вызываемых деятельностью организмов.

О з. С е в а н расположено в горах Армении, на высоте 1965 м; его глубина достигает 85 м. Отложения озера детально изучены и описаны Г. Д. Афанасьевым (1931) и С. Я. Лятти (1932). Характерная особенность озера заключается в очень малом развитии песков, почти отсутствующих. Они распространены в виде узкой полосы в отдельных участках берега у устьев рек.

По данным С. Я. Лятти (1932), обе котловины — Большой и Малый Севан — обнаруживают одинаковое последовательное чередование типов грунтов от краев к центру (рис. 8). «Береговая полоса, примерно до 1—2 м над уровнем воды и до 1—2 м или в виде исключения до 5—6 м ниже уровня воды в озере, сложена из галечно-хрящевато-гравелистых валов, скал, нагромождения камней и реже конгломерата брекчиевиднотравертиновых образований.

«Далее, начиная с глубины 1—2 м и до глубины 6—7 м, простирается зона песков с включениями гравия, гальки, камней и органогенного материала.

«В мелководных бухтах, защищенных от прибойной волны, развит ил, почти нацело сложенный из CaCO_3 .

«Нижняя граница песков переходит незаметно в грунт, сложенный из крупинок извести, ракушек, механической глины и органогенного дет-

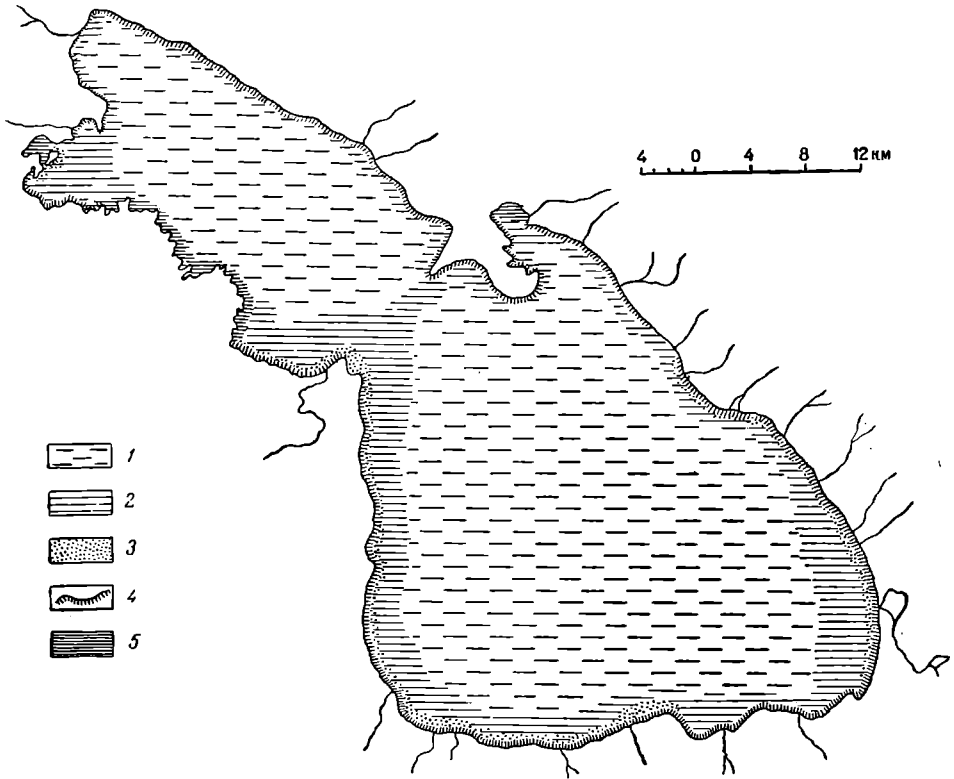


Рис. 8. Карта грунтов оз. Севан. По С. Я. Лятти, 1932.

1 — глубинные илы; 2 — ракушечно-меловые илы; 3 — прибрежные пески; 4 — скалисто-каменистые грунты береговой полосы; 5 — меловые илы бухт.

рита. Этот богатый известью грунт, переходящий с глубиной в тонкий ил, является типичным для озер континентального климата и умеренно южных широт. Одним из неперемных условий для накопления мощного слоя ракушечных меловых отложений является наличие больших потерь воды вследствие испарения.

«Глубже, начиная с 30—40 м, пояс ракушечных меловых супесчаных грунтов сменяется темносерыми или почти черными с оливковым оттенком, весьма диспергированными илами. Они покрывают центральные равнины обеих котловин, составляя до 73% грунтов всего озера.

«Вблизи верхней границы илов, на глубинах 40—50 м, местами развиты участки скопления ромбовидно-вытянутых, от 0.5 до 5—7 см длиной, белесовато-желтоватых агрегатов CaCO_3 , напоминающих кристаллы».

Для всех этих грунтов С. Я. Лятти (1932) приводит значительное количество механических и химических анализов (табл. 5 и 6).

Таблица 5

Механический состав илов оз. Севан (в процентах)
(Лятти, 1932)

№ образца.	Порода	Размеры фракций в мм						
		>1.0	1.0— —0.5	0.5— —0.25	0.25— —0.05	0.05— —0.01	0.01— —0.005	<0.005
1	Меловые илы бухт	1.10	3.03	7.59	50.07	6.83	5.83	25.55
2		—	12.80	3.70	49.60	3.20	4.07	27.13
1	Ракушечно-меловые илы	—	15.07	15.07	61.71	4.10	0.46	3.60
2		—	3.50	8.17	81.60	2.34	3.50	0.90
3		—	—	9.57	61.66	5.32	1.37	22.08
1	Глубинные илы	—	—	17.97	49.93	8.79	9.69	13.62
2		—	—	9.50	42.28	7.55	18.05	22.62
3		—	2.12	4.24	44.56	9.55	30.15	9.38
4		—	—	3.64	21.83	23.65	42.52	8.36
5		—	—	5.82	59.13	3.88	27.84	11.33
6		—	—	0.66	26.27	11.17	51.47	10.43

Весьма характерны сильно известковые илы, по механическому и химическому составу близкие к белому мелу. Они занимают около 25% всей площади дна озера. С. Я. Лятти выделяет среди них две разновидности: меловые илы мелководных бухт и ракушечно-меловые илы средних глубин.

Меловые илы мелководных бухт, например Еленовской бухты, образуются в виде химического осадка в условиях ничтожного приноса терригенного материала. Они светлосерого цвета, желеподобной консистенции.

Ракушечно-меловые илы залегают на глубинах от 5—6 м до 30—40 м, образуя довольно широкое кольцо, опоясывающее все озеро (рис. 8). Они серого, пепельного или желтоватого цвета, содержат довольно много песчинок кварца и много раковин. В некоторых районах ил на 90% состоит из зародышей моллюсков диаметром менее 1 мм.

Глубинные илы залегают на глубине ниже 30—40 м и занимают подавляющую часть всей площади дна озера. Они черного или темносерого цвета, плотные, сильно дисперсные, с запахом метана, известковистые, содержат раковины зародышей моллюсков и семена растений.

Озерные дельты. Приведенные выше примеры относятся к нормальным озерным отложениям. Но есть области, где характер их резко изменяется, — это области дельт рек, впадающих в озера, озерных дельт. Единственный общий признак дельтовых и нормальных озерных отложений — пресноводные фауна и флора.

Распространение дельтовых отложений еще более ограничено, так как озерные дельты обладают небольшими размерами, уступающими размерам самого озера. Только в тех случаях, когда дельты нацело выполняют озера, площадь распространения их отложений становится значительной.

Слоистость, как правило, наклонная, но нередко на значительном расстоянии параллельная (рис. 3). Часто она косая (рис. 2), быстро меняющая углы падения и переходящая в горизонтальную.

Вследствие отложения осадков озерных дельт на наклонных поверхностях подводной части дельты обычные замеры мощности могут показывать большие величины. На самом же деле мощность осадков не будет превы-

шать глубину озера при стационарном положении его дна. При расположении озера в области опускания мощность его отложений, дельтовых и нормальных, может достигнуть многих сотен метров, как это мы видим на примере соленосных толщ перми Приуралья.

Литологический состав дельтовых отложений, в противоположность нормальным озерным отложениям, отличается преобладанием обломочных, более или менее грубозернистых осадков, начиная от алевроитов и кончая галечниками. Значительно понижается известковистость осадков.

Отложения древней дельты Аму-Дарьи, впадавшей в оз. Сары-Камыш, ничем не отличаются от отложений современной дельты Аму-Дарьи, впадающей в Аральское море.

Отложения озерных дельт Швейцарии описаны Коллэ (Collet, 1925); в его работе приведена небольшая более ранняя литература. Вообще работ по озерным дельтам немного.

В ископаемом виде озерные дельты неизвестны, и их отложения принимаются за речные отложения или даже за наземные отложения.

Геологическое распространение и примеры озерных отложений. Если современные озера и болота связаны постепенными переходами и иногда бывает трудно сказать, с чем имеешь дело — с озером или болотом, то еще более велика связь их в ископаемом состоянии. Поэтому описание геологического распространения и примеров из прошлого для озерных и болотных отложений приводится совместное.

Лучше сохраняются и легко узнаются озерные и болотные

Таблица 6

Химический состав илов оз. Севан

№ образца	Породы	В процентах к сухому остатку													Сумма		
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CO ₂	Гумус	N		S	H ₂ O
1	Меловые илы бухт	10.30	4.74	0.92	42.37	—	—	—	0.10	0.04	0.40	30.70	6.64	0.44	—	—	97.65
2		4.13	1.49	0.41	50.27	—	—	—	0.05	0.02	0.17	36.82	1.42	0.32	—	3.07	98.07
1	Ракушечно-меловые илы	53.20	14.57	3.44	8.16	2.39	0.00	0.54	—	—	0.09	5.29	1.39	0.08	—	7.82	96.97
2		7.20	2.25	1.26	47.30	0.81	0.25	0.40	0.14	—	0.25	31.87	2.71	0.14	—	2.68	100.26
3		30.22	7.87	3.68	29.13	2.03	—	—	0.47	—	0.18	18.77	1.82	0.03	—	4.11	98.31
1	Глубинные илы	57.06	8.10	3.81	6.88	3.88	1.55	1.37	0.46	0.10	0.19	4.28	6.23	0.29	0.48	5.85	100.53
2		58.67	7.90	4.17	7.13	2.15	0.97	0.82	0.49	0.11	0.24	4.16	4.85	0.23	0.37	7.60	99.86
3		54.55	12.59	4.61	6.44	1.88	2.79	1.92	0.46	0.08	0.23	3.40	4.11	—	0.34	7.20	100.60
4	Глубинные илы	63.05	8.62	3.69	5.75	3.33	0.62	0.36	0.46	—	0.11	3.66	2.07	0.09	—	8.15	99.96
5		52.02	12.79	3.26	8.40	3.42	0.47	0.45	0.49	—	0.09	5.37	4.61	0.24	—	8.92	100.53
6		53.43	9.66	4.82	9.84	4.82	0.77	0.70	0.33	0.10	0.07	6.34	2.68	—	0.68	5.80	100.04

Примечание. Химические анализы произведены для тех же образцов, которые приведены в табл. 5, за исключением ракушечно-меловых илов.

осадки в четвертичных отложениях. Нередко они связаны с современными озерными котловинами. Тогда четвертичные озерные отложения развиты по склонам этих котловин и на их дне. Наиболее хорошие разрезы обнажаются в береговых террасах. Например, они великолепно развиты по берегам современных усыхающих озер Средней Азии — Иссык-Куля, Чатыр-Куля и Кара-Куля. Здесь они представлены горизонтально залегающими тонко- и правильнослоистыми тонкозернистыми глинистыми, реже песчанистыми отложениями светлосерого, пепельного, реже темносерого цвета. Фауна представлена пресноводными моллюсками, но часто они отсутствуют. В результате выветривания озерных отложений получаются причудливые формы, напоминающие разрушенные постройки — башни, дома и т. п. Нередко наблюдается значительная известковистость, и глины переходят в мергели. В тех случаях, когда прибрежные районы сложены красноцветными толщами, озерные отложения унаследуют красную окраску.

По скалистым берегам крупных озер, например Ладожского и Онежского и Больших озер Северной Америки, нередко наблюдаются небольшие толщи конгломератов прибой и грубозернистых щебневых песчаников.

На дне четвертичных ледниковых озер, образовавшихся вдоль края четвертичного материкового ледяного покрова, отлагались своеобразные ленточные глины.

Полный комплекс озерных фаций развит по берегам и на дне недавно высохшего оз. Сары-Камыш, расположенного у юго-восточного подножия Устюрта. Он описан И. П. Герасимовым (1940). В эпоху максимального развития озеро заполняло всю Сарыкамышскую котловину. С севера и запада оно было ограничено высоким чинком Устюрта, с востока — древней дельтой Куня-Дарьи, с юга — песками Кара-Кум. В это время источниками его питания были притоки Аму-Дарьи: Чермень-Об, Тоня-Дарья, Магыр-Дарья (Даудан) и Куня-Дарья (Дарьялык) (рис. 9).

Разрез озерных отложений начинается верхним поясом береговых валов, отчетливо выраженных на склонах чинков Устюрта, на высоте 75—80 м над уровнем Каспия. Этот пояс имеет ширину 30—50 м и состоит из 6—9 валов, шириной каждый в 1—3 м и высотой до 1.0—1.5 м. Валы сложены галькой разнообразных пород, слагающих чинки Устюрта. Нижний пояс береговых галечников развит на высотах 25—30 м над уровнем Каспия. Он сложен такими же разнообразными по величине гальками и указывает на второй уровень стабильного положения озера. Местами с нижними галечниками связаны своеобразные оолитовые песчаники, состоящие из бело-желтых средне- и мелкозернистых известняковых округленных зерен. Ширина их полосы не превышала 10 км, мощность — нескольких метров. Среди фауны преобладают неритины и дрейссены. В верхних галечниках встречаются также анодонты.

Ниже верхних галечников, вдоль всего чинка Устюрта, залегают белые мергелистые глины с *Dressenssia*, *Neritina*, *Anodonta* и гастроподами. Их мощность от 1—2 до 15—20 м. На галечниках лежат кремевые (палевые) мергелистые глины. По мере удаления от чинка мергелистые глины выклиниваются и в центральной, восточной и южных частях Сарыкамышской впадины отсутствуют. Они представляют собой переотложенные продукты разрушения сарматских известняков, слагающих верхнюю часть чинка.

В центральной части впадины, занятой шорами и высохшими озерами, развиты только сильно засоленные песчано-глинистые, очевидно более

молодые, отложения мощностью 1—2 м, отличающиеся присутствием большого количества *Cardium edule* L. и неритин. Они не поднимаются над уровнем Каспия выше 15—20 м.

Вся южная часть котловины покрыта маломощными (1—2 м) щебнево-песчано-глинистыми отложениями с массой дрейссен, неритин, анодонт, лимней и планорбисов, т. е. такой фауны, которая живет и сейчас в почти пресной воде северной части Каспия, у устья Волги. Указанные отложения распространены на высотах 80—30 м; на севере на таких же высотах

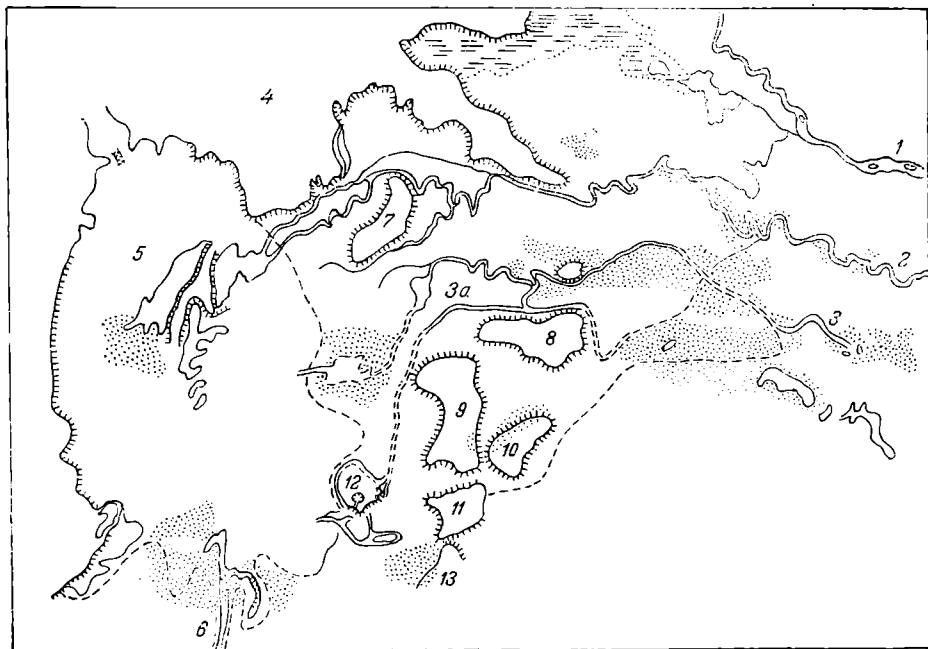


Рис. 9. Озеро Сары-Камыш и его притоки.

1 — Аму-Дарья; 2 — русло Дарьялына (Куны-Дарья); 3 — русло Даулана (Магыр-Дарья); 3а — русло Тоня-Дарья; 4 — плато Устурт; 5 — впадина Сары-Камыша с солончаками в центральной части; 6 — истоки Узоя; 7—13 — столовые возвышенности (кыры).

развиты белые мергелистые глины. Это отложения чистой части озера, окаймленной песками и почти лишенной приноса терригенного материала.

Резко отличаются отложения восточной части Сарыкамышской впадины. Она была занята подводной частью древней дельты притоков Аму-Дарья. Эта дельта была прорезана Куны-Дарьей (Дарьялыком), когда уровень озера стал ниже 25—30 м над уровнем Каспия. В нижнем течении Куны-Дарья образовала глубокий каньон со стенами высотой 50—60 м. В них обнажается полный разрез подводной части дельтовых отложений. Надо отметить, что А. Д. Архангельский считал эти отложения озерными. Наиболее полный разрез их изучил И. П. Герасимов (1940) в ур. Дехча (рис. 10). В этом разрезе песчано-глинистые более грубозернистые породы, «аллювиальные» по И. П. Герасимову, чередуются с кремовыми глинами, аналогичными развитым на северном и западном берегах котловины. Чередование настолько правильно, что дельтовое происхождение

ние этих отложений внушает сомнения. Линза галечника может быть и береговым валом. Вопрос о границе дельтовых и озерных отложений пока приходится считать неразрешенным.

Другим примером четвертичного, недавно высохшего озера, находящегося в северных широтах, может служить Ивинское озеро. Оно расположено в обширной Ивинской котловине (р. Ивина), в верхнем течении р. Свири, и описано А. П. Жузе (1939). Большая часть котловины заболочена. Бурение в ее средней части вскрыло следующую последовательность отложений: 1) 0—2.25 м — пушицево-сфагновый и глубже пушицево-осоковый торф; 2) 2.25—2.70 м — супесь гумусированная с примесью торфа; 3) 2.7—3.3 м — супесь зеленовато-серая; 4) 3.3—5.3 м —

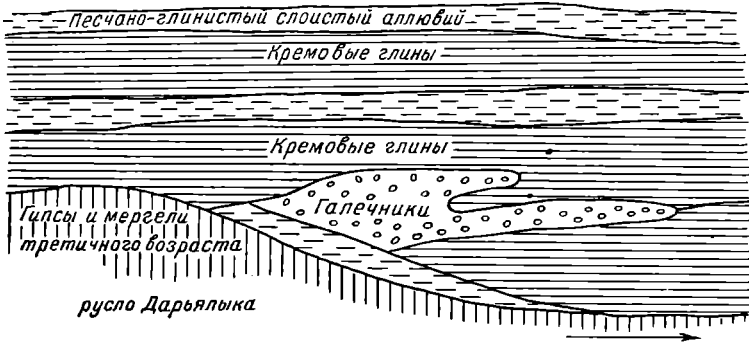


Рис. 10. Разрез берега Кувья-Дарьи в ур. Дехча. По И. П. Герасимову, 1940.

суглинки зеленого цвета; 5) 5.3—5.9 м — супесь зеленая; 6) 5.9—8.0 м — суглинок зеленого цвета, внизу с примесью песка; 7) 8.0 м и глубже — валунная глина. Все отложения, залегающие под торфом, представляют собой осадки чистого открытого озера и отличаются содержанием громадного количества разнообразных диатомей; местами они представляют собой настоящую гиттию.

Изучение диатомей, проведенное А. П. Жузе (1939), дало важные указания для восстановления истории Ивинского озера. Оно образовалось на морене. В первую эпоху развития озера в него проникали ледниковые воды. Во вторую эпоху вода в озере становится более теплой, но фауна все еще бореальная. В третью эпоху озеро заносится, зарастает и представляет собой болото, развивающееся в климатических условиях, близких к современным.

Значение работы А. П. Жузе (1939) по Ивинскому озеру заключается в том, что в ней показана большая важность изучения диатомей для палеогеографии. Анализ состава диатомей — это новый метод, заслуживающий широкого применения одновременно с анализом состава пыльцы при изучении озерных отложений. Кроме работ А. П. Жузе, по диатомеям можно назвать работы В. Порецкого и В. Шешуковой.

Несколько своеобразны озерные четвертичные отложения в озерах, заполненных речными дельтами. Они отличаются преобладанием песчаных осадков и довольно часто наблюдающейся диагональной слоистостью.

Нередко озерные отложения встречаются среди континентальных третичных отложений. Их легко узнать по правильной слоистости, тонкозернистости и содержанию пресноводной фауны.

В качестве примера можно указать на олигоценовые и миоценовые озера Турецкой Армении, в районе между Эрзерумом и Хныс-Кала (рис. 11). Их отложения представлены мощными, обычно немными континентальными песчаниками, глинами, реже конгломератами. Очень часто они соленосны и гипсоносны и представляют отложения горько-соленых озер. Реже встречаются довольно значительные пласты до 10—20 м плотных однородных, весьма тонкозернистых известняков с раковистым изломом. По внешнему виду они тождественны с плотными разностями морских известняков, например с литографским камнем. Но при поисках фауны почти всегда удается найти остатки пресноводных моллюсков *Limnaeus*, *Planorbis* и т. д. Эти пепельно-серые или коричневатые известняки — типичные отложения открытых озер с известковыми берегами, на дне которых отлагался однородный известковый ил.

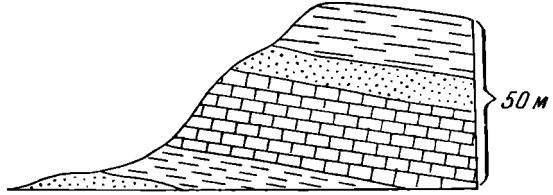


Рис. 11. Пресноводные озерные известняки Турецкой Армении у Эрзерума.

Интересный разрез изучен в обнажениях Домашкинских вершин саратовского Поволжья (сверху вниз):

1. Серая глина 4 м
2. Желтоватый песок с пресноводной озерной фауной *Paludina*, *Hydrobia*, *Unio* и другие верхнеплиоценового возраста . . . 3 м
3. Серая и коричневатая глина с прослоями глинистого песка. Морская (солоноватоводная) фауна *Cardium* и *Mastra*, реже встречаются пресноводные *Pisidium* и *Hydrobia* 6 м
4. Толща песков и глин с двумя прослоями ракушняка и мелких галек с типичной морской акчагыльской фауной среднеплиоценового возраста *Cardium dombra*, *Mastra carabugasica* и т. д.
5. Буроватые глины с пресноводной фауной нижнеплиоценового возраста *Paludina*, *Planorbis*, *Limnaeus*, *Unio* и др.

В этом разрезе, детально описанном А. П. Павловым, интересно отметить чередование двух озерных пресноводных толщ с морской. Литологически эти три толщи одинаковы и отличаются только фауной.

Третичные озерные отложения в районе Борзинского озера в Восточном Забайкалье описаны О. М. Кичигиной. Они сохранились в виде небольшого выхода и образуют антиклинальную складку. Общая мощность их достигает нескольких десятков метров. В основании залегает песчаник с небольшими (до 1 см) галечками и многочисленными гастроподами, среди которых Е. С. Раммельмейер определены *Limnaeus*, *Planorbis*, *Paludina*, *Vythinia* и *Hydrobia*. Выше лежат светлые глинистые сланцы и алевролиты с остракодами, покрывающиеся новым прослойком песчаника с мелкой галькой. На нем залегают светлые плитчатые сланцы с остракодами, покрывающиеся известковым туфом и заканчивающим разрез светложелтым средне- и грубозернистым песчаником с неясными остатками фауны и флоры. В этом разрезе интересно отметить развитие прибрежных грубозернистых и среднезернистых песков с галечниками.

Гигантское эоценовое оз. Уинта (*Uinta lake*) располагалось в Скалистых горах. В состав его отложений, достигающих 1500 м, входят

мощные толщи горючих сланцев, имеющих большое промышленное значение. В связи с добычей горючих сланцев весь комплекс озерных отложений детально изучен и описан в многочисленных работах. В состав комплекса отложений оз. Уинта, кроме горючих сланцев, входят различные глины, углистые сланцы, прибрежные отложения, соленосные толщи, дельтовые отложения. Своеобразна громадная мощность, редко встречающаяся в озерных отложениях.

В мезозое озерные осадки довольно часто встречаются среди континентальных отложений. В Азиатской части СССР громадным развитием пользуются континентальные угленосные ниже- и среднеюрские отложения, местами, например в Тянь-Шане, достигающие мощности в несколько километров. Обычно же их мощность измеряется несколькими сотнями метров. В толще угленосной юры встречаются озерные отложения всех типов — открытых пресных и горько-соленых озер, а также болот. Наиболее часто встречаются болотные отложения, представленные гумусовыми углями и сопровождающими их песками и глинами; важно отметить, что сапропелевые угли, образованные планктонными микроорганизмами, могут отлагаться и на дне открытых озер. Более редки слоистые плотные тонкозернистые известняки и плитняковые мергели с остатками рыб, наземных и пресноводных насекомых, пресноводных моллюсков и растений. Они представляют собой типичные отложения открытых озер. Еще более редки отложения горько-соленых озер — пласты гипсов и солей. Кроме этих характерных отложений, озерными отложениями являются многие глины и пески — обычные озерные осадки, но выделены их из общей массы континентальных отложений еще не закончено.

Нижнемеловые озерные отложения, содержащие залежи бокситов, на восточном склоне Среднего Урала детально изучены, разведаны и описаны В. А. Вахрамеевым (1946). Они представляют собой небольшую свиту мощностью до 30—40 м, реже больше, залегающую во впадинах нижнемелового рельефа и сложенную пестроцветными, светлыми и черными лигнитовыми глинами с линзами боксита, бокситовых пород и огнеупорных глин.

Подобные бокситоносные озера известны также в нижнемеловых отложениях Казахской степи и в третичных отложениях Присалаирья и среднего течения Енисея, в Енисейском кряже.

Верхнеюрские плитчатые озерные известняки из южного Кара-Тау весьма детально изучены и описаны Р. Ф. Геккером (1948). Они содержат богатую пресноводную фауну и остатки наземных животных, снесенных в озеро или погибших в нем. По своей литологии эти известняки близки к золенгофенским известнякам, отличаясь лишь полным отсутствием морской фауны. Такого же типа нижнемеловые озерные известняки р. Турги в Восточном Забайкалье.

По данным Р. Ф. Геккера (1948), разрез юрских отложений южного Кара-Тау имеет следующую последовательность (снизу вверх):

1. Песчано-конгломератовая свита. В основании этой свиты залегают конгломераты, вверху конгломераты чередуются с песчаниками и сланцами. Мощность свиты . 700—1000 м
2. Угленосная свита сложена серыми песчано-глинистыми сланцами, часто переслаивающимися с песчаниками и изредка мелкогалечными конгломератами. В пачках глинистых сланцев залегают слои угля и углистых сланцев. Флора нижнеюрская 500 м

3. Свита досчатых песчаников состоит из однообразных слоистых серо-желтоватых известковистых песчаников. На севере в ней появляются прослой конгломератов, на юге — глинистых сланцев. Мощность свиты . . . 350—400 м
4. Свита скорлуповатых сланцев состоит из серых и темно-серых глинистых сланцев с прослоями песчаника. Сланцы преобладают и имеют скорлуповатую отдельность. Флора среднеюрская 200—250 м
5. Свита листоватых сланцев представлена известково-глинистыми битуминозными сланцами, чередующимися с песчаниками и более редкими конгломератами. В ней найдены пачки «бумажных» доломитов и известняков с богатой фауной. Флора верхнеюрская . . 70—100 м
6. Разрез заканчивается свитой массивных известняков. Внизу залегает слой массивного светлого известняка, покрывающийся красноцветными мергелями. Общая мощность 50 м

Разрез составлен А. П. Балашевым.

При подсчете мощностей не учтены выклинивание свит от периферии бассейна к его центру и отложение их на наклонных поверхностях. Действительная суммарная мощность всех юрских отложений равна не 2000 м, а вряд ли превышает 1000 м. Недостаточно учтено замещение конгломератов и песчаников глинистыми сланцами и известняками.

В разрезе юрских отложений Кара-Тау отчетливо видно, как мощные конгломераты и песчаники зоны подножий (конуса выноса) замещаются в горизонтальном и, повидимому, в вертикальном направлениях отложениями предгорных равнин и расположенных на них обширных болот и пресных озер. Светлые массивные известняки верхней свиты соответствуют массивным известнякам, образующимся по берегам озер Бонневиль и Лагонтан (Скалистые горы).

Р. Ф. Геккер (1948) приводит определения М. Ф. Филипповой, указавшей, что листоватые, «бумажные» рыбные сланцы сложены доломитами и доломитизированными известняками и что образование слоистости вызвано перерывами в осадконакоплении, во время которых поверхность осадка уплотнялась и на ней скоплялось органическое вещество. Это вещество и обуславливало битуминозность породы. Г. Ф. Геккер справедливо считает, что эти породы отложились в озере с небольшими глубинами и с повышенной жесткостью, типа современного Балхаша, на дне которого также происходит оседание доломитов и известняков, Интересны приводимые им данные о микрооползнях на дне озера и об условиях захоронения рыб и других животных.

Озерные отложения Восточного Забайкалья, Монголии и Маньчжури описаны С. А. Музылевым (1932). Эти отложения интересны тем, что заключают в себе битуминозные рыбные сланцы с повышенным содержанием сапропелевого материала. Местами в сланцах наблюдается повышенное количество карбонатов, и они переходят в плитняковые мергели.

Триасовые озерные отложения в Средней Азии представлены верхнетриасовыми бокситоносными толщами. Нет сомнения, что озерные отложения встречаются в ветлужском ярусе Русской платформы в виде пачек мергелей и слоистых чистых глин.

В татарском ярусе великопешным примером озерных известняков служит пачка светлых плотных тонкозернистых слоистых известняков. Вследствие своей плотности они очень резко выделяются среди более рыхлых песчано-глинистых пород (рис. 12) и представляют

собой очень хороший маркирующий горизонт, прослеживающийся на многие десятки километров. Эти известняки очень похожи на морские, и одно время их рассматривали как отложения особой морской трансгрессии. Анализ фауны, состоящей главным образом из антракозий и остра-



Рис. 12. Пресноводные известняки татарского яруса в бассейне р. Сок, Куйбышевская область.
Фото В. Д. Наливкина.

код, не оставляет сомнений в пресноводном происхождении известняков. Они отлагались в эпоху засухи, в пустынных условиях, когда принос терригенного материала в озеро был ничтожным и на большей части дна громадного бассейна отлагались карбонатные осадки.

В среднем палеозое все известные озерные отложения приурочены к прибрежной равнине. В нижнем карбоне хорошо оконтуриваются бокситоносные озера Тихвинского района. Они расположены в оврагах, открывающихся на широкую прибрежную равнину, а частично и на самой равнине. В верхнем и среднем девоне озера приурочены к прибрежной равнине на северо-западе Русской платформы. Пачки и линзы озерных отложений представлены глинами и мергелями с трохилосками и панцирными рыбами. Эти глины и мергели входят в состав толщи древнего красного песчаника. Контуры озер и даже их размеры неизвестны.

В силурийских и ордовичских отложениях озерные

осадки не выделены. В нижнем кембрии Сибирской платформы озерные отложения, конечно, совершенно немые, возможно, входят в состав красноцветной соленосной толщи.

СЕРВИЯ БОЛОТО

Болота тесно связаны переходами с пресными озерами и реже с солеными озерами. В ряде случаев в одном и том же озере мы встречаем зону болота у берега и зону открытого озера в средней части. Тем не менее типичные болота в полной стадии своего развития резко отличаются от озер и характеризуются своим комплексом полезных ископаемых и в первую очередь торфом и углями.

Среди современных болот выделяются три большие группы: береговые, дельтовые и равнинные. Менее ясна самостоятельность четвертой группы — тропических болот. Наконец, очень мало распространена и в ископаемом состоянии весьма редка пятая группа — высокогорные болота. Примером их могут служить небольшие торфяники, обнаруженные недавно в широких ледниковых долинах Памира на высотах 3000—4000 м.

Литература по современным болотам значительна. Среди обзорных работ на первом месте стоят монографии В. Н. Сукачева «Болота, их образование, развитие и свойства» (1926) и В. С. Доктуровского «Болота и торфяники. Развитие и строение их» (1922). Существенный материал приведен в более ранних сводках И. И. Вихляева (1913) и А. В. Фомина (1898). Торфяные болота Крайнего Севера Азиатской части СССР и торфяные болота Воронежской, Горьковской и ряда других областей описаны в сборниках, вышедших под этими названиями. Свойствам и составу торфа посвящены работы Д. Герасимова (1932) и Г. А. Стадника (1930).

Из зарубежных обзорных работ можно назвать труды Bülow (1929), Schreiber (1927); описания дали Bülow (1931), Ramann (1910), Soper and Osbon (1922), Texeira (1938), Wacksman (1930).

Типы современных болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение обстоятельно описаны в монографии Н. Я. Кац (1948). Работа эта в основном фитогеографическая, и из геологической характеристики болот сообщаются только краткие сведения о мощности торфа.

На прилагаемых к работе картах отчетливо видно, что торфяные болота непрерывными поясами распространяются по всему матерiku Евразии, концентрируясь в зонах умеренного и холодного климата. Торфяных болот много; они с перерывами следуют друг за другом. Мощность уже отложившегося торфа весьма значительна, толщи от 10 до 20 м встречаются нередко, что соответствует пластам углей в 1—2 м.

В общем вырисовывается картина обширного регионального угленакпления, начавшегося в конце четвертичной эпохи и продолжающегося в современную эпоху. По площади распространения современное угленакпление приближается к юрскому, охватившему большую часть Ангариды.

На основании изучения современных торфяников получен существенный материал, помогающий понять условия угленакпления в прошлом.

Х а р а к т е р н ы м и п р и з н а к а м и болотных отложений служат прежде всего углистость осадков и наличие пластов торфа или углей. Существенно также, что отсутствие прибой вызывает отсутствие зонального расположения осадков и особенно отсутствие береговых песков и галечников. Глинистые осадки начинаются у самого берега. Остальные признаки — пресноводная фауна, резко выраженная ограниченная площадь распространения, небольшая мощность и ясная слоистость — общие с пресными озерами.

В народнохозяйственном отношении важна часто наблюдающаяся в болотных отложениях концентрация соединений различных металлов; нередко эта концентрация достигает промышленных размеров. Месторождения болотных железных руд общеизвестны и широко распространены. Среди этих руд преобладают различные окислы типа бурых железняков; более редок сидерит. Вместе с ними встречается вивианит, добываемый на удобрение. Широко распространены сернистые

соединения — разнообразные колчеданы. В состав этих колчеданов входят более редкие металлы, например: медь, свинец, цинк, никель и кобальт.

Болота представляют собой типичные бассейны концентрации, так как принос обломочного материала в них ничтожен, причем приносимый песок и ил отлагаются по окраинам болота. Центральная же часть болота — это область концентрации органического вещества в виде торфа и сапропеля и химических осадков в виде колчеданов, карбонатов и окислов.

На восточном склоне Урала имеется месторождение никелевых руд. Руды представлены никельсодержащими колчеданами, рассеянными в виде различных зерен — от тончайшего порошка до крупных конкреций — среди тесных углистых третичных глин. Эти глины и колчеданы

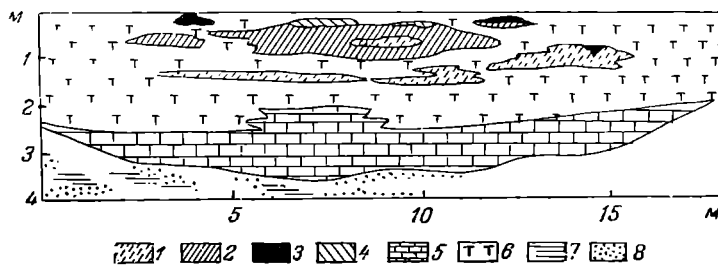


Рис. 13. Линзы вивианита, сидерита и бурого железняка в торфе, р. Друть, Белоруссия. По Г. И. Бушинскому, 1946.

1 — сидерит; 2 — вивианит; 3 — бурый железняк; 4 — пирит; 5 — болотная известь; 6 — торф; 7 — глина; 8 — песок.

отлагались в болоте, располагавшемся у подножия большого перидотитового массива. Месторождение описано во многих работах, в том числе и в моей статье (Наливкин, 1943).

С лигнитовыми болотными глинами связаны многие месторождения боксита и бокситовых пород, найденные в нижнемеловых отложениях восточного склона Урала и Казахской степи. Они наиболее детально описаны В. А. Вахрамеевым (1946).

Месторождения сидерита, вивианита и бурого железняка, встречаемые в болотных отложениях, описаны в монографии Н. М. Страхова (1947) и в других работах. Заслуживает внимания статья Г. И. Бушинского (1946), освещающая условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. Они встречаются вместе в сопровождении зеленой глины (шамозита) и болотной извести и образуют линзовидные, реже штоковидные тела мощностью до 2.0—2.5 м (рис. 13). Очертания таких линз весьма разнообразны: округленные, овальные, неправильно лопастные или ленточно-колбасовидные. Линзы последней формы достигают наибольших размеров — тысячи квадратных метров. По мнению Г. И. Бушинского (1946), все эти соединения представляют собой химические осадки. С этим можно вполне согласиться.

Кроме соединений металлов, в озерах и болотах местами происходит концентрация органического вещества в виде остатков планктона (микроорганизмов). При этом образуется так называемый сапропель. Сапропелевые отложения описаны ниже. Здесь же приведен лишь пример недавно обнаруженного болота, в котором мощность сапропеля достигла более 38 м. Это болото открыто М. И. Нейштадтом (1949) в средней части Русской платформы; оно расположено на ка-

менноугольных известняках. Скважины ручного бурения прошли свыше 38 м сапропеля и не вскрыли его основания; предполагают, что мощность не вскрытой части около 5 м. Такая необычайно большая мощность приурочена к глубокой карстовой воронке, располагающейся в средней части болота. По краям болота, вне воронки, мощность сапропеля 4—8 м, а в соседних болотах того же верхнечетвертичного возраста мощность торфа 6—7 м. В воронке вверху лежит пласт травяно-тростникового торфа мощностью 0.5 м, а под ним — сапропель, который распадается на три горизонта. В нижнем на глубинах, начиная с 20 м, прекрасно наблюдается ленточная, годичная слоистость. Толщина отдельных слоев колеблется от 2 до 5 м. Слоистость обусловлена чередованием тонких светлых и толстых черных полос. Предварительный подсчет показал, что возраст болота составляет 9—10 тысяч лет; эти данные совпадают с результатом пыльцевого анализа.

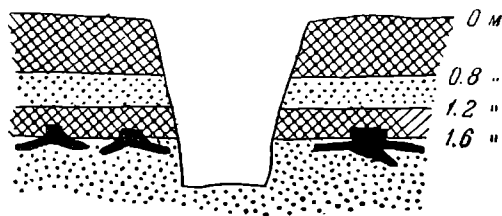


Рис. 14. Разрез торфяника в Лесном (Ленинград). По С. А. Яковлеву, 1926.

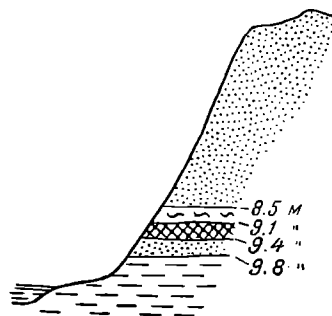


Рис. 15. Разрез торфяника у Сестрорецка. По С. А. Яковлеву, 1926.

Отложения четвертичных болот наиболее характерно представлены торфами, но, кроме торфа, на дне их отлагались темные песчано-глинистые осадки, обычно более или менее сильно углистые и обогащенные растительными остатками, иногда же совершенно чистые. Для иллюстрации четвертичных болотных отложений рассмотрим несколько разрезов.

Разрез торфяника на площади Лесного (Ленинград) (рис. 14), по данным С. А. Яковлева (1926).

Высота разреза 2.3 м. Вверху от 0 до 0.8 м залегает молодой древесно-травяной торф, в верхней половине состоящий почти исключительно из остатков древесины ели и ольхи. Ниже, от 0.8 до 1.2 м, следует белый кварцевый песок с семенами растений. От 1.2 до 1.6 м залегает второй слой уже старого древесно-осокового торфа. В его нижней части погребены в стоячем положении пни деревьев, корни которых расположены в кварцевом углистом песке. В основании разреза, от 1.6 до 2.3 м, лежит белый кварцевый песок, местами серый, без растительных остатков.

В этом разрезе представляет интерес погребение пней в том положении, в котором они находились.

Другой разрез — около Сестрорецка (рис. 15) — имеет следующий состав.

От 0 до 8.5 м — желтый песок, вверху переходящий в дюнный песок; от 8.5 до 9.1 м — глинистая гиття — порода, состоящая главным образом из диатомей; от 9.1 до 9.4 м — плотный торф с остатками древесины, в нем иногда встречаются очень тонкие прослой тонкозернистого песка; от 9.4 до 9.8 м — серый мелкий песок с пресноводными диатомеями и местами с растительными остатками; ниже залегает ленточная глина.

Этот разрез интересен тем, что он подтверждает тесную связь озера с болотом. Мы видим, как типичные отложения открытого озера — ленточные глины — постепенно переходят в болотные отложения и затем в наземные.

Разрез межледниковых озерно-болотных отложений, развитых у с. Никулино (Никулино), к западу от Смоленска, детально изучен Е. В. Костюкевич-Тизенгаузен (1932).

В основании разреза залегают рисская моренная глина, красно-бурая песчаная валунная, мощностью около 8 м. На ней

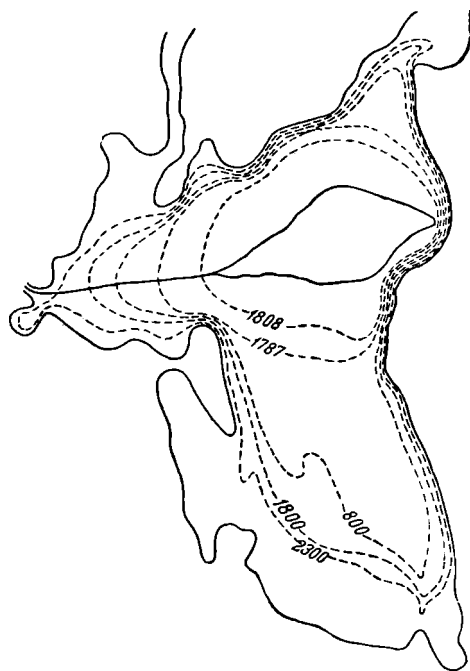


Рис. 16. Стадии зарастания оз. Федер, Южная Германия. По Бентцу (Bülow, Bentz, 1931).

лежат серые пески, внизу с гравием, сверху глинистые, общей мощностью 2.9 м; это отложения береговой зоны озера, возникшего на морене. Далее следуют сизые слоистые суглинки, местами переслаивающиеся с песком, мощностью 0.6 м, — типичные отложения средней части озера. Выше лежит плотный, буровато-черный торф мощностью 1.6 м. По мнению В. С. Доктуровского, до уплотнения мощность торфа была в 3—4 раза большей и достигала 5—6 м. На торфе залегают палево-серые темные суглинки, в нижней части переслаивающиеся с песками и в самом низу обогащенные растительным веществом мощностью 3.0 м; они представляют собой наземно-речные отложения, постепенно заносившие болото. Разрез заканчивается вюрмской моренной глиной, красной, плотной, мелковалунной, мощностью около 1 м.

Детальное изучение слоя торфа позволило выделить в нем семь горизонтов (снизу вверх):

- | | |
|--|--------|
| 1. Прослойка гиттия | 0.02 м |
| 2. Гипновый торф с остатками водной флоры | 0.08 » |
| 3. Гипново-осоковый торф | 0.14 » |
| 4. Травно-осоковый » | 0.16 » |
| 5. Травно-древесный торф с березой | 0.18 » |
| 6. Древесно-тростниковый торф с ольхой | 0.15 » |
| 7. Древесный торф с березой, сосной, елью, ольхой, сверху сфагновый с осокой | 0.87 » |

Эти горизонты с поразительной ясностью восстанавливают картину постепенного зарастания озера, превращения его в лесное болото и, наконец, в моховое, сфагновое болото, в дальнейшем занесенное наземно-речными суглинками.

Кроме того, изучение флоры показало, что за те тысячелетия, которые понадобились для накопления 6 м торфа, произошли крупные климатические изменения. Южноевропейская флора озера сменилась средневропейской флорой болота.

Интересны данные по точно датированному зарастанию небольшого оз. Федер в Южной Германии (рис. 16), приводимые Бентцом (Bülow, Bentz и др., 1931). Озеро образовалось в послеледниковую эпоху, и озерно-болотные отложения залегают на морене. Мощность их небольшая — 8—12 м. В основании залегают озерные известняки или гиттия мощностью

от 1 до 8 м. Верхняя часть разреза сложена торфом мощностью около 3 м. Первое сокращение площади озера датируется 2300 г. до н. э.; определено по остаткам поселения среднего каменного века. Следующее сокращение относится к 1800 г. до н. э.; определяется остатками вендской эпохи каменно-бронзового века. Сокращение в 800 г. до н. э. относится к концу бронзового века. Наконец, границы зарастания в 1787 и 1808 гг. относятся уже к нашей эре. Очертания современного озера показаны жирной линией.

Рассмотрим теперь более древние болота, например небольшие, широко распространенные олигоценовые болота Тургайской впадины, описанные В. В. Лавровым (1949). Отложения их, представленные двумя типами, входят в состав индрикотерисовой свиты.

Первый тип — отложения торфяников, располагавшихся на плоской пойме обширной речной долины, заросшей болотным кипарисом. Периодически, во время разливов, эти торфяники затоплялись медленно текущей водой, которая приносила много ила. «На востоке Тургайской впадины, в Болоттаме, пласт карбонизированного растительного материала залегает в основании континентальных осадков, на волнисто размытой поверхности лагунных гипсоносных глин, от которых он отделен маломощным (0.2—0.7 м) прослоем белого косослоистого песка. Пласт генетически связан с покрывающей его толщей серых, белых и лиловых тонкодисперсных глин (по Е. И. Соболевой каолиново-монотермитового состава), постепенно переходя в них через ряд тонких гумусированных прослоев в глинах кровли». Сохранились вертикально стоящие пни деревьев, до 1.2 м в диаметре, с лежащими рядом огромными стволами, несколько приплюснутыми и превращенными в лигнит.

Другой разрез, иллюстрирующий первый тип торфонакопления, относится к центральным районам Тургайской впадины. Здесь развиты тонкозернистые, косослоистые, иногда горизонтальные слоистые, зеленовато-белые пески, залегающие на равномерно размытых листоватых морских глинах нижнего олигоцена. Пески содержат прослой глинистых сидеритов и многоярусные линзы углистых сидеритов, а также гумусированные и углистые прослой. Наряду с этим в песках встречены раковины пресноводных моллюсков и остатки фауны позвоночных, в том числе скелеты индрикотерия в первичном захоронении.

Второй тип торфяных болот найден в Жар-Куйе. Чистота и однородность органической массы, сложенной тонкополосчатым дюрено-кляреном с незначительными включениями лигнита, свидетельствуют о том, что здесь был слабопроточный или совершенно изолированный водоем. Зарастание водоема, скорее всего озера-старицы, привело к формированию низинного, травяного болота, куда грунтовые и поверхностные воды приносили сравнительно небольшое количество железа.

Пойменные болота и болота-старицы Тургайской впадины, по В. В. Лаврову (1949), а также близкие водоемы Приаралья входят в состав обширной Арало-Сибирской угленосной провинции.

Примером торфов, связанных с прибрежными болотами, располагавшимися в непосредственной близости к морю, могут служить обширные залежи торфа во Флориде, описанные Дэвисом (Davis, 1946). Они распространены на площади 8680 кв. км, имеют запасы сухого торфа 1 750 000 тыс. т., что составляет одну треть всех запасов торфа в Соединенных Штатах Америки. Подавляющая часть торфа связана с бассейном болота Эверглейдс (Everglades); значительно меньшая часть связана с береговыми мангро-

выми зарослями и соляными болотами и приблизительно такая же часть — с внутренними пресными озерами и болотами. Образование торфяных болот зависит главным образом от колебаний уровня моря в ледниковую и послеледниковую эпохи. На большей площади торф подстилается известняками и мергелями. В разрезах известняки почти непосредственно сменяются торфом подобно тому, как в Подмосковном бассейне тульские известняки почти непосредственно сменяются каменным углем (рис. 129, т. I).

В мезозойскую эру в пределах СССР болота имели не меньшее, а возможно и большее распространение, чем в кенозойскую эру, вследствие наличия громадного материка — Ангариды. Многие сотни и тысячи болот возникали на его поверхности то вдали от берега моря, на обширных равнинах и в областях без стока, то вблизи моря, на прибрежных равнинах. Реже болота располагались на прибрежных равнинах по берегам больших островов, таких, как современные Ява и Суматра. Примером островных болот может служить болото, в котором накапливались толщи торфа — будущие пласты угля месторождений Ткварчели и Тквибули.

Угленосная толща этих месторождений среднеюрского возраста; мощность ее небольшая — 150—200 м. Она состоит из песчаников, иногда глинистых и туфогенных, переслаивающихся с глинистыми и углистыми сланцами и пластами углей. Пласты углей сложного состава, с многочисленными тонкими прослойками песчано-глинистого материала. В Ткварчели между нижними прослоями углей встречен прослой глинистого сланца с морской фауной. По краям залежи угли быстро выклиниваются. Слоистость правильная, ясная. Некоторые угли сплошь состоят из трухи. Все это позволяет В. В. Мокринскому считать угли образовавшимися в лиманах и прибрежных озерах, располагавшихся на прибрежной, медленно опускавшейся равнине. Небольшие реки, сносившие песчано-глинистый материал и растительную труху, текли с юга и юго-запада, где располагались возвышенности острова. Связь лиманов и береговых озер с этими реками была причиной непрерывного чередования углей с тончайшими прослоями алевритов и глин, отлагавшихся во время паводков.

Юрские болота центральных областей Ангариды многочисленны и громадных размеров, нередко длиной во многие десятки километров. К ним относятся болота Байконура, Караганды, Майкюбена, Кузнецкого, Канского и Иркутского бассейнов. В последнем бассейне, описанном Ю. П. Деевым, общая мощность угленосной толщи не превышает 200—250 м, часто меньше. Сложена она рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. Пласты угля немногочисленные, иногда мощные, сложного состава. Часто наблюдается большая или меньшая примесь сапропелевого материала.

Канский и большая часть Иркутского бассейна служат типичным примером обширной заболоченной низменности, с многочисленными болотами и озерами, иногда открытыми, сапропелевыми. Местами низменность пересекалась долинами широких медленных равнинных рек; по их берегам протягивались пояса прибрежных песчаных дюн. Между озерами, болотами и реками расстилалась безбрежная равнина, покрытая то степью, то лесостепью, то тайгой со своими суглинками и супесями.

Таким образом, угленосная толща представляет собой сложное образование, в состав которого входят самые различные отложения. К болотным отложениям можно относить только пласты угля, углистых пород

и глин с пресноводной фауной. Наличие последней служит решающим признаком.

Верхнетриасовая - нижнеюрская угленосная толща Челябинского бассейна, Буланаш-Елкинского, Богословского, Волчанского и других месторождений восточного склона Урала также отлагалась в центральной части Ангариды, на расстоянии многих сотен и тысяч километров от берега моря. Тектонические условия ее образования были резко отличны от условий образования черемховской толщи, которая отлагалась на материке, сравнительно неподвижном, в то время как челябинская толща отлагалась в условиях подвижной зоны, захваченной первой фазой киммерийской складчатости.

Одновременно с накоплением угленосной толщи происходили значительные поднятия прилегающих областей на востоке и западе и опускания самой области накопления. Вследствие этого мощность толщи превышает 1000—1200 м. Ее нижняя часть сложена мощными конгломератами — типичными конусами выноса. Верхняя часть мощностью 500—700 м более тонкозерниста и содержит главнейшие пласты каменного угля. Преобладают тонкозернистые песчаники и глинистые сланцы серого, буроватого или темного цвета; более редки мелкогалечные конгломераты. Вверху толщи, в озерных глинистых, тонко- и правильно слоистых пачках встречены шпатоватые железняки.

Наиболее своеобразны пласты угля, обычно большой мощности (10—15 м) и сложного состава. Иногда они сливаются, образуя толщу угля мощностью 40—60 м и даже, в одном случае, — 120 м. Если взять коэффициент уплотнения наименьший, равный 3, то и тогда мощность торфа должна была достигать 200—400 м. На земном шаре в настоящее время ничего подобного не наблюдается; наибольшие известные мощности торфа 20—24 м, т. е. в 10 и 20 раз меньше. Трудно сказать, что собой представляло болото, под уровнем которого залегал торф до глубины 200—400 м. Площадь его не отличалась большими размерами, самое большее — несколько десятков километров в длину, так как сверхмощный пласт угля быстро распадается на пачку пластов угля меньшей мощности, которые, в свою очередь, довольно быстро выклиниваются. Среди причин, обуславливающих отложение сверхмощных пластов угля, несомненно длительные, быстрые и значительные опускания области накопления, а также продолжительность существования болота, но что было причиной приноса и накопления такого громадного количества остатков растений, пока неясно. Сейчас неизвестны области, в которых одновременно проявлялись бы все эти три причины. Нет и болот челябинского типа.

В верхнепермскую эпоху болота сохраняют все особенности мезозойских болот и достигают еще больших размеров. Громадная протяженность пластов угля наблюдается в Кузнецком, Тунгусском и Печорском бассейнах, указывая на такие же громадные размеры болот.

В нижнепермскую эпоху и каменноугольный период состав флоры резко изменяется, она становится лепидофитовой. В связи с этим резко изменяется и положение болот. Число их в центральных областях материков быстро сокращается, и все они располагаются на прибрежных равнинах, на большем или меньшем расстоянии от берега моря.

В нижнекаменноугольную эпоху болота наиболее придвигаются к берегу моря. В угленосных толщах, особенно в их нижних частях, всегда наблюдаются прослойки с морской фауной. Размеры болот остаются такими же громадными, как и в верхнем палеозое. Хотя средняя мощность уголь-

ных пластов в нижнекаменноугольную эпоху несколько падает, но количество остатков растений, накопившихся в болотах, все еще велико.

Тем более поразительно почти полное отсутствие болот в верхнем девоне. Промышленные пласты угля девонского возраста неизвестны на всем земном шаре. Если в верхнем девоне на Тимане и в Татарии известны пласты угля мощностью около 1 м и небольшой протяженности, то в среднем и нижнем девоне исчезают и они. В прибрежных континентальных отложениях только изредка встречаются углистые пачки ничтожной мощности и протяженности. Эта особенность связана с новым резким изменением флоры — лепидофитовой флоре карбона предшествует псилофитовая флора девона и силура.

Наконец, в нижнем палеозое, в ордовичском и кембрийском периодах, углистые пачки, а следовательно, и болота полностью отсутствуют. На платформах они неизвестны; в геосинклиналиях местами встречаются углистые отложения, но они образуются за счет метаморфизации битумов и битуминозных пород. Метаморфизованные битумы представляют собой и шунгиты протерозоя Онежского озера.

Битуминозные породы и битумы известны в археозое, нижнем и верхнем протерозое, а в нижнем палеозое, в отдельных областях, например в Северной Америке, встречаются в громадных количествах, образуя крупнейшие месторождения нефти и горючего газа. Это подчеркивает резкое различие в геологическом распространении нефти и угля и тем самым отсутствие генетической связи между углем и нефтью.

СЕРВИЯ СОЛОНОВАТОЕ И СОЛЕНОЕ ОЗЕРО И СОЛОНЧАК

Весьма распространенная сервия в современных пустынных и степных областях и в соответствующих отложениях прошлого. Она встречается в степях Европы, в степях и пустынях Азии, Африки, Австралии, Северной и Южной Америки.

Соленых озер и солончаков насчитываются многие тысячи. Размеры их исключительно разнообразны — от крупных бассейнов в сотни километров в поперечнике до небольших водоемов с диаметром в немногие десятки и даже единицы метров.

Основное условие их образования — превышение, хотя бы временное, испарения над притоком пресной воды. Сравнительно редкий, частный случай представляют собой озера, например Эльтон, Баскунчак, Индер, расположенные на соляных массивах. В их режиме испарение имеет второстепенное значение.

Соленость в озерах изменяется весьма значительно и нередко постепенно. Поэтому резкие границы между различными категориями солености отсутствуют. Пресные озера незаметно переходят в солончатые (солончатоводные) с соленостью меньше 3.5% (соленость океана); солончатые водоемы постепенно становятся солеными, которые при дальнейшем повышении содержания солей делаются горько-солеными (самосадочными).

Очень важно отметить, что все эти стадии солености — от пресной до горько-соленой — нередко наблюдаются в жизни одного и того же водоема, который в различные эпохи своего существования бывает то пресным, то солончатым, то горько-соленым. Поэтому в состав соленосных и гипсоносных толщ могут входить отложения не только горько-соленых бассейнов, но и солончатоводных и пресных и даже наземные. В геологических работах эта сложность состава в должной степени не учитывается.

Очень часто различные участки одного и того же бассейна обладают резко различной соленостью. Например, вода северной части Каспийского моря, у устья Волги, вполне пресная, в средней части — солоноватая; а в Кара-Богаз-Голе — горько-соленая. Недавно существовавшие заливы Комсомолец и Кайдак сейчас представляют собой солончаки, отделенные от моря.

Теснейшая связь во времени и пространстве между бассейнами различной солености представляет одну из основных их особенностей. Поэтому в данном разделе объединены горько-соленые, соленые и солоноватые бассейны, а в отдельных случаях рассмотрены и пресные бассейны, с ними неразрывно связанные.

Соленые озера и солончаки можно подразделить на две большие группы: озера с постоянным притоком воды и озера с временным притоком воды. Прекращение притока воды немедленно превращает озеро в солончак, а солончак — в песчаную пустыню или в степь.

Озера с постоянным притоком в виде рек или подземных потоков располагаются в центральной, наиболее пониженной части бессточных впадин. Они достигают больших размеров, нередко весьма значительных, как, например, Аральское море, Балхаш, Лоб-Нор, Большое Соленое озеро в Северной Америке, Мертвое море в Палестине, оз. Сейстан в Иране, оз. Эйре в Австралии.

Водоемы с временным притоком в виде временных рек или плащевых потоков чаще всего имеют вид сухих или жидких солончаков; реже они представляют собой небольшие мелкие горько-соленые озера. Число их значительно, они распределяются на больших площадях, приурочиваясь к древней речной сети. В разных странах они носят свои названия. У нас, в Средней Азии и на Кавказе, и там, где говорят на тюркских наречиях, их называют «шорами», или «сорами». Описаны они в разделе о пустынях.

В степной зоне водоемы с временным притоком вследствие большего количества атмосферных осадков представляют собой соленые, солоноватые и пресные озера, как, например, озера Кулундинской и Барабинской степей.

Остановимся на нескольких примерах водоемов обеих групп.

Аральское море — один из наиболее молодых водоемов первой группы. Мощный приток пресной воды обуславливает слабую соленость моря (1.03%), несмотря на расположение его среди пустыни, в условиях интенсивного испарения.

Размеры Аральского моря значительны. Его длина по меридиану около 300 км; по диагонали 430 км; ширина 280 км; площадь 64 500 кв. км (1915 г.). Глубина небольшая, достигающая всего 40—68 м; средняя глубина 20—25 м. Наибольшие глубины наблюдаются в западной части, ограниченной высокими и крутыми чинками (обрывами) Устюрта, и в северной части; восточная же и южная плоские и песчаные части, примыкающие к дельтам Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, очень мелкие, с глубинами не более 25 м; глубина в 10 м наблюдается только в 60 км от берега.

Уровень воды в Арале подвержен значительным колебаниям в зависимости от притока воды из Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи. За последние годы уровень поднимался, и террасы по берегам Арала отсутствуют.

Состав осадков определяется, в основном, двумя факторами: деятельностью прибойя и приносом рек. Большие размеры озера и сильные ветры обуславливают наличие прибойя и волн значительных размеров. Глубина припикновения волн 10—15 м. Поэтому вдоль западного и северного крутых и каменистых берегов нередко развита зона галечника, сменяющаяся

зоной песка и ниже — зоной ила, местами сильно известковистого. Вдоль восточного низменного песчаного берега отлагается один песок, но в обособленных заливах, бухточках и прибрежных озерах преобладают илистые осадки, всегда более или менее песчаные. Нередки самосадочные озера сравнительно небольших размеров, в которых отлагается черный сероводородный ил, соль и гипс. Наконец, вдоль южного берега преобладают дельтовые осадки, тонкозернистые алевроитовые и илистые.

Распределение осадков Аральского моря описано В. П. Зенковичем (1947) и И. Г. Бродской (1949) и показано на карте (рис. 17). Выделены пять областей распространения различных осадков.

1. Дельты Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи и располагающийся между ними восточный берег отличаются резким преобладанием алевроитов, из которых состоит муть, приносимая этими реками. На карте они показаны песчаным илом или вообще не показаны. Содержание карбонатов 20—27%. Восточный берег представлен грядовыми песками, затопляемыми морем при поднятии его уровня. Береговая линия отличается исключительной сложностью и в то же время неправильностью; вдоль берега протягивается пояс небольших песчаных островов. Столь же сложно и неправильно расположение быстро сменяющих друг друга песчаных и глинистых фаций.

2. Центральная часть моря — обширная плоская впадина с небольшими глубинами, не свыше 25 м. Однообразие рельефа соответствует однородности осадков, состоящих из глинисто-известкового ила с содержанием карбонатов свыше 40% (до 70%). Бескарбонатная часть содержит до 94% глинистых, из них свыше 30% субколлоидальных частиц. Остатки ракушки почти не встречаются.

3. Подводный увал, отделяющий центральную часть от западной впадины, представляет собой пологое поднятие с глубинами не менее 20 м; на нем расположены полуостров Куланды и о. Возрождения. Этот увал покрыт наиболее грубозернистыми осадками. К югу от полуострова Куланды следует зона ракушняков, сменяющаяся грубозернистыми, затем среднезернистыми и снова грубозернистыми песками.

4. Западная впадина, ограниченная чинком Устюрта, обладает наибольшими глубинами, до 68 м, и выполнена черными сероводородными глинистыми илами с невысоким содержанием карбонатов (немного более 30%). К северу и востоку глинистые илы переходят в илы и песчанистые илы.

5. Малое море (самая северная часть Аральского моря) имеет весьма рассеченную береговую линию с многочисленными островами; глубины его достигают 25 м. Это вызывает необыкновенное разнообразие осадков — от грубозернистых песков с ракушкой до тончайших илов с низким содержанием карбонатов.

Скорость отложения осадков охарактеризована в работе В. П. Зенковича (1947). В областях, прилегающих к дельтам Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, она достигает 2.5 см в год, т. е. 2.5 м в столетие. В Малом море скорость, подсчитанная по годичным микроритмам, значительно меньше — 1.53—1.98 мм в год, т. е. 0.15—0.20 м в столетие. Для центральной части Л. С. Берг указывает цифру 0.5 мм в год, а В. П. Зенкович — 0.2 мм в год. Эти подсчеты не подтверждаются непосредственными замерами и, вероятно, занижены.

М и к р о с л о и с т о с т ь. Колонки грунтов, взятые в различных пунктах в небольшом числе и небольших размеров, позволили получить первые весьма приблизительные данные о микрослоистости и годичных микроритмах.

В области устьев Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, на пологих обширных подводных частях дельт, развита неправильная слоистость, обусловленная

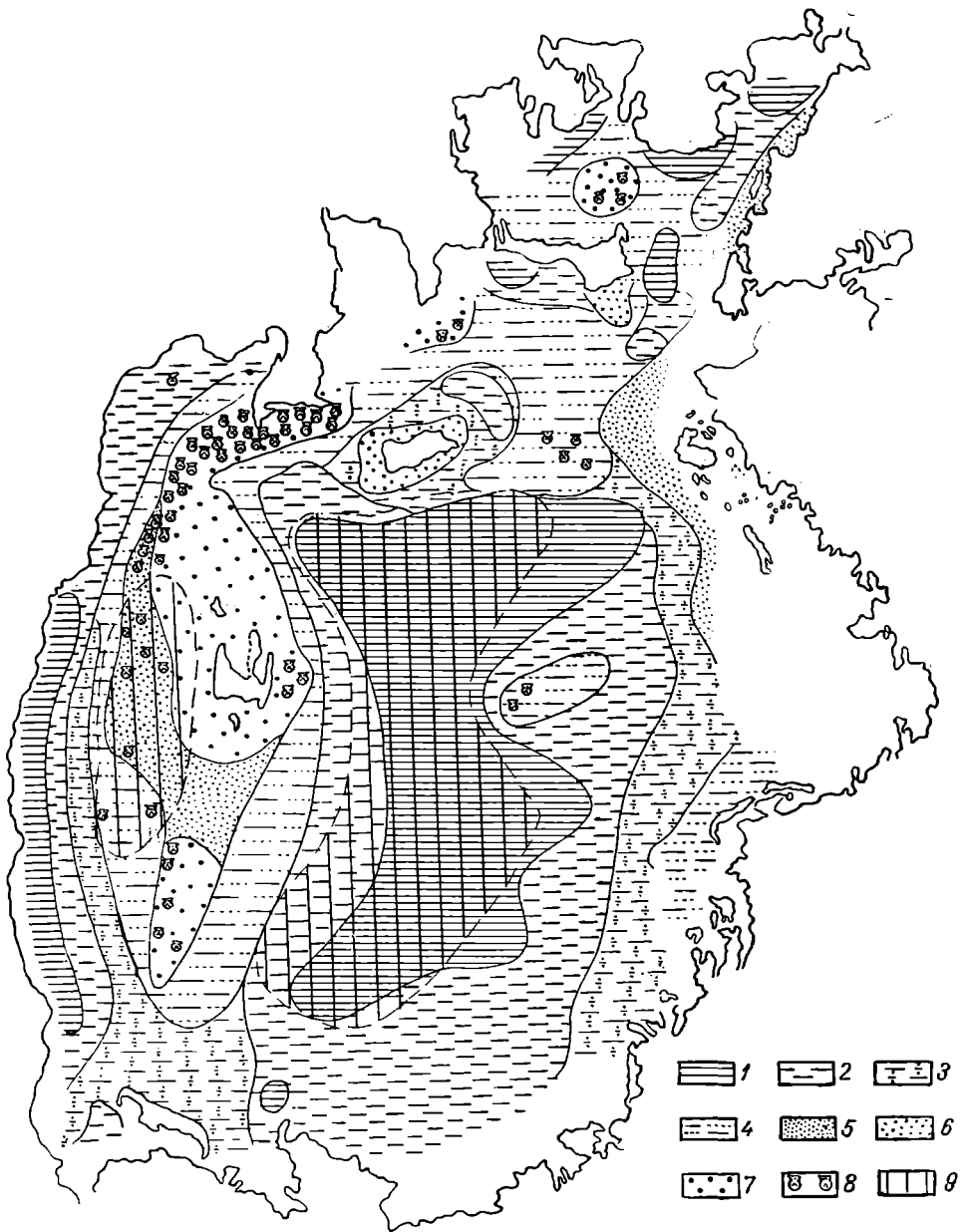


Рис. 17. Карта грунтов Аральского моря. В. П. Зенкович, 1947.

1 — глинистый ил; 2 — ил; 3 — песчаный ил; 4 — илистый песок; 5 — мелкий песок; 6 — песок; 7 — крупный песок; 8 — ракушка; 9 — известковый ил (более 40% CaCO_3).

чередованием прослоек песчаного ила мощностью от 3—6 до 20 мм с тонкими прослоями песка. Мощность и состав микроритмов весьма различны и зависят от половодий.

В западной, глубокой, котловине обнаружена тонкая правильная микрослоистость в черных илах, связанная с различной крупностью материала и неодинаковым содержанием кальцита. Мощность годовых микроритмов около 1.5 мм.

Микрослоистость с ритмами в 1.5—2.0 мм обнаружена в илах Малого моря.

Осадки центральной части не обладают микрослоистостью.

Типы осадков в Аральского моря и их образование детально описаны в работах В. П. Зенковича (1947) и Н. Г. Бродской (1949), по данным которой составлен следующий ниже очерк.

Соленость обычно не превышает 1%. Среди солей преобладают NaCl, CaSO₄ и MgSO₄. Характерно пересыщение воды CaCO₃ в 2.0—2.5 раза, что обуславливает химическую его садку. В настоящее время CaSO₄ не насыщает воду, но недавно в некоторых районах происходила его садка, как это видно по колонкам грунтов.

Материал для накопления осадков приносят реки, временные потоки и ветер. Кроме того, он образуется в результате деятельности прибои и волн. Преобладает первый фактор. Аму-Дарьей и Сыр-Дарьей ежегодно приносится 46.6 куб. км воды. Количество взвешенной мути в ней достигает 89.9 млн т; из них 88% приходится на долю Аму-Дарьи. Вносимый материал отличается своими мелкими размерами. Средний диаметр зерен от 0.05 до 0.001 мм. Химический анализ мути показал следующие результаты в %:

	Fe	Mn	P	C	CO ₂	CaCO ₃
Аму-Дарья	4.98	0.07	0.18	0.69	7.06	16.06
Сыр-Дарья	4.37	0.06	0.11	0.62	9.29	21.13

Кроме того, значительное количество солей приносится в растворенном виде:

	Железо в млн т		Карбонаты в млн т	
	взвешенное	растворенное	взвешенные	растворенные
Аму-Дарья	3.9	0.3	13.0	4.4
Сыр-Дарья	0.43	0.01	2.9	1.7
Всего	4.33	0.31	15.9	6.1

Количество взвешенного материала резко преобладает над растворенным.

По данным Н. Г. Бродской (1949), наблюдаются следующие типы осадков: 1) пески; 2) известковые оолитовые пески; 3) алевроиты; 4) илы; 5) известковые илы.

Пески располагаются в прибрежной зоне моря до глубины 10 м. Пески кварцевые, несколько сцементированные карбонатами, часто глинистые. Окраска желтоватая, розоватая и зеленоватая. Количество ракушки колеблется от нескольких процентов до немногих десятков процентов. Средний диаметр зерен от 0.1 до 0.35 мм. Химический анализ (в %): карбонатов — 15; железа — 0.88; углерода — 0.12; марганца — 0.025; фосфора — 0.063.

Оолитовые пески (табл. 7) развиты к западу и северо-западу от о. Возрождения на глубинах от 5 до 26 м. Оолиты хорошо образованы и состоят из ядра (зерна кварца, обломки ракушки) и карбонатных оболочек, преимущественно арагонитовых. Диаметр их от 0.15 до 0.2 мм.

Алевроиты (табл. 7) встречены в придельтовых зонах обеих рек, в неширокой полосе вдоль западного, северного и восточного побережий

Т а б л и ц а 7

Химический анализ осадков Аральского моря (в процентах)
(по Н. Г. Бродской, 1949)

Осадок	Карбонаты	Железо	Углерод	Марганец	Фосфор
Песок	15.0	0.88	0.12	0.026	0.063
Оолитовый песок . .	54.9	0.41	0.29	—	—
Алеврит	19.5	1.87	0.35	0.037	—
Дельтовый ил	28.5	3.68	0.61	0.07	0.16
Ил заливов	12.3	3.98	0.81	—	—
Известковый ил . . .	41.53	2.47	0.84	0.046	0.14

и в зонах поднятий дна. Слабо сцементированы, обычно с примесью песчаных или глинистых частиц. Цвет зеленоватый, красновато-бурый и желтовато-серый. Наблюдается ожелезнение и повышенная карбонатность. Нередко много диатомей, остракод и фораминифер. Диаметр зерен от 0.08—0.05 и до 0.05—0.01 мм.

Илы наблюдаются двух типов: дельтовые и илы заливов (табл. 7). Дельтовые илы распространены в зоне влияния Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи на глубинах от 2 до 15 м. Карбонатные илы вблизи Сыр-Дарьи желтовато-бурые, а вблизи Аму-Дарьи красновато-бурые. В них нередко примесь пылеватого и песчаного материала. Илы северных заливов — глубинные, развиты на глубинах 12—50 м. Они плотные жирные, зеленого и зеленовато-серого цвета. Наблюдается значительное ожелезнение, иногда придающее им полосчатое строение. Средний диаметр частиц от 0.0013 до 0.005 мм.

Известковые илы (табл. 7) — это глинистые осадки с высоким содержанием карбонатов. Распространены они на значительной площади, захватывая всю центральную часть дна моря и западную, глубоководную, область. В сухом виде они очень плотные светлосерые, несколько розоватые или желтоватые (палевые). Остатки раковин перекристаллизованы; наблюдаются скопления диатомей и зерна и прослойки гидротроилита. Среднее содержание карбонатов 41.5%.

Важно отметить постепенное понижение содержания органического углерода от илов к пескам и высокое содержание карбонатов в осадках.

Изучение карбонатов показало, что 58—60% их относятся к обломочным и принесены в виде мути; 12—18% — органического происхождения и 12—28% представляют собой химический осадок. Наибольшее содержание карбонатов наблюдается в наиболее тонкозернистых осадках.

Колонки грунтов показали, что в северных, глубоководных, заливах, под илами в интервале 25—30 см залегают гипсоносный горизонт мощностью 5—6 см. Гипс встречается в виде кристаллов и прослоечков. В центральной части моря под глубоководными мергелями, на том же интервале найдены пылеватые или песчаные отложения, обогащенные раковинами *Cardium edule*. На основании изучения микрослоистости ракушечный и гипсоносный горизонты относят к VI—VIII вв. н. э., когда Аму-Дарья впадала в Сары-Камыш, а соленость воды в Арале достигала 3%.

Необходимо подчеркнуть две важнейшие особенности осадков Аральского моря, которые уже отмечались нами для осадков Сары-Камыша и наблюдаются в осадках Каспийского моря и Балхаша: 1) исключительная тонкозернистость осадков; 2) их высокая карбонатность.

Тонкозернистость характеризуется тем, что общее количество песка в осадках Арала не превышает 1%. Фактически осадки состоят из алевроитов и илов, сменяющих друг друга. Алевроиты резко преобладают в зоне дельт, илы — в глубинных частях моря. Для всех осадков характерны нежные палевые и серые цвета, реже зеленоватые, зеленые и буроватые.

Эти особенности присущи не только Аральскому морю и названным выше внутренним бассейнам, но также и внутренним бассейнам прошлого. Верхнепермские отложения казанского моря и сарминского озера не отличимы от осадков Аральского и Каспийского морей.

Отложения Аральского моря постепенно и незаметно переходят в отложения дельт и нижних течений Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, что еще более увеличивает площадь их распространения. Громаднейшие заросли камышей и водорослей вызывают обогащение осадков растительными остатками. В этой области нередки небольшие самосадочные озера.

Фауна пресноводная, и только такие одиночные формы, как *Cardium edule*, сравнительно недавно и, вероятно, человеком занесены из Каспия. Аральское море с Каспием никогда не было соединено, и следует считать грубой ошибкой рассмотрение Арала как реликтового бассейна.

Все эти отложения серого, буроватого или желтоватого цвета; местами они темные углистые, местами, вблизи барханов Кызыл-Кума, красноватые.

В ископаемом виде комплекс всех этих отложений выглядит весьма своеобразно. На громадной площади в 600—800 км в диаметре развита толща тонкозернистых песков, алевроитов, глин и мергелей, местами почти чистых известняков небольшой мощности — от нескольких десятков метров до 100—150 мм. Слоистость их правильная, нередко тонкая и только изредка косая, речного, прибойного или барханного типа. Цвет преобладает серый и желтоватый, реже черный и красноватый. В отдельных участках развиты углистые и соленосные пачки небольшой мощности, а изредка даже битуминозные. Фауна редкая, пресноводная, с отдельными солоноватоводными формами. Остатки растений чаще отсутствуют, но местами породы ими изобилуют.

Самое важное заключается в том, что весь этот комплекс типичных озерных отложений со всех сторон окружен не менее типичными пустынными отложениями, с которыми они неразрывно связаны.

При аральские сухие озера-солончаки. У северо-восточной части Арала располагается сеть многочисленных впадин, дно которых расположено на 20 м ниже его уровня. Эти впадины соединены с Аралом и друг с другом узкими руслоподобными протоками — «узьяками». Когда уровень воды в Арале поднимается, вода течет по узьякам, заполняя впадины и образуя в них озера. После спада воды узьяки пересыхают, а через некоторое время высыхают и озера. На их месте возникают сухие озера, или солончаки. Они детально описаны Ф. Ф. Бадером (1934, 1, 2). Наибольших размеров достигают сухие озера Чумыш-Куль и Джаксы-Клыч. Размеры первого 8×5 км, а второго 12×7 км, а если учесть сливающуюся с ним соседнюю впадину, то 25×7 км. Общая длина узьяков и промежуточных впадин 75 км. Мощность соляной толщи не более 7 м: ниже залегают коренные коричневатые глины третичного возраста. Запасы солей (поваренной и сульфатов) на оз. Джаксы-Клыч достигают громадных размеров — 400 млн т. Оба озера представляют собой весьма молодые образования, возраст которых всего 300—600 лет.

Сухие озера-солончаки важны, так как они указывают, что с общим комплексом почти пресноводных отложений Аральского моря будут свя-

заны толщи каменной соли, гипса и сульфатов небольшой мощности, но значительного распространения.

Балхаш — озеро больших размеров. Его длина 604, ширина 64 км. В непосредственной близости расположена впадина оз. Ала-Куль длиной 200 и шириной 75 км. В Балхаш впадает р. Или (рис. 18), дельта которой увеличивает ширину Балхаша до 110 км. Северный, каменистый берег Балхаша сложен палеозойскими отложениями; южный, плоский песчаный берег переходит в пески Сары-Ишик и Тау-Кум.

Узким полуостровом Балхаш делится на две части, значительно отличающиеся друг от друга. Восточная часть, более узкая и глубокая, с глубинами 12—25 м, без крупных притоков, солоноватая (соленость 0.5%) — область повышенной доломитизации осадков. Западная часть, более широкая и мелкая, со средней глубиной 6 м и максимальной 12.5 м; соленость ее всего 0.02%, т. е. вода почти пресная благодаря впадению многоводной р. Или; повышенная доломитизация отсутствует. На самом юге расположен залив Ала-Куль длиной около 20 км, с повышенной соленостью (1.8%) и высокой доломитизацией осадков. По берегам Ала-Куля происходит образование балхашита — битуминозного вещества.

Н. М. Страхов (1945, 1, 2) и Д. Г. Сапожников (1942, 1951) обнаружили весьма интересное и важное явление — осаждение доломитизированных карбонатных илов. На большей части дна Балхаша количество карбонатов илу составляет 30—50%; на значительной площади оно достигает 50—60%; в самой восточной части и в Ала-Куле — больше 60%. В последних двух плёсах содержание доломита составляет 70% от суммы карбонатов и 42% от всей массы осадка. Таким образом, карбонатные илы Балхаша не достигают стадии доломита, но достаточно обогащены им и в этом отношении выдерживают сравнение со многими ископаемыми карбонатными фациями.

По данным Н. М. Страхова (1945), в образовании озерных доломитов решающую роль играют щелочной резерв, достигающий 700—800 мг/л, и рН, повышающийся до 8.8—9.2.

Пресноводные отложения Балхаша и расположенного к востоку от него Ала-Куля занимают площадь длиной около 800 км и шириной 100—120 км. Эта площадь так же, как и для Арала, теснейшим образом связана с пустыней.

Современные осадки Балхаша детально описаны в выдающейся монографии Д. Г. Сапожникова (1951), представляющей наиболее полное исследование, посвященное Балхашу. Она сопровождается списком литературы.

На схематической карте осадков оз. Балхаш (рис. 18), составленной Д. Г. Сапожниковым (1951), хорошо видна основная особенность распределения осадков — преобладающее развитие песков и илистых песков в южной пологой части озера, которая примыкает к песчаной пустыне и на которой расположены дельты всех рек, впадающих в озеро, — Или, Каратала и Лепсы. Площади развития илов, достигающие значительных размеров, приурочены к наиболее глубокой северной части озера, примыкающей к обрывистому каменистому берегу, сложенному выходами коренных пород.

Заслуживает внимания ничтожное развитие грубообломочных осадков — гальки, щебня и гравия. Они распространены на небольших участках, расположенных преимущественно в северной половине озера.

Чистые пески нигде не обнаружены. Содержание глинистого материала никогда не падает ниже 10—40%, это заставляет считать, что повсюду в водоеме встречаются только илистые пески.

Илистые пески всегда карбонатные. Карбонаты, чаще всего углекислый кальций, образуют тончайшие корочки на зернах минералов. Часто встречаются раковины гастропод, иногда образующие значительные скопления. Почти во всех образцах найдены раковинки остракод. Нередки остатки растений, обычно хорошей сохранности. Минералогический состав однообразен: все илистые пески полимиктовые, состоят из кварца, полевых шпатов, табличек слюды и обломочков различных пород. Содержание органического вещества в них наименьшее, в среднем 0,24%.

Песчаные илы также широко распространены. Содержание глинистой и карбонатной частей колеблется от 40 до 70%. Они всегда карбонатны за счет химических осадков. Раковины гастропод редки, и только скорлупки остракод встречаются в значительном количестве. Часто встречаются скелетные образования диатомей; остатки других растений редки. Количество песчаной фракции невелико, не превышает несколько процентов; резко преобладает алевритовая фракция — от 30 до 60%; количество глинистой фракции достигает 40%.

Ил представлен двумя разновидностями — серой известковистой, развитой в западной половине озера, и белой известково-доломитовой, приуроченной к его восточной части.

Серый ил сложен тонкозернистой массой, состоящей из карбонатно-глинистого вещества и содержащей более крупные минеральные зерна и остатки организмов. На долю песчаного материала приходится 1—2%; алевритового — 10—14%.

Из фауны чаще всего встречаются диатомей; несколько более редки остракоды, но иногда раковинки их образуют прослой остракодового ила. Нередко встречается обуглившаяся растительная труха, чаще всего размером в десятые доли миллиметра. Количество органического углерода, как и в песчаных илах, в среднем составляет 0,66%. Нередко заметна слоистость.

Белый ил развит только в восточных, Лепсинском и Бурлютюбинском, плёсах. В свежем виде он представляет собой почти белый полужидкий однородный осадок, резко пахнущий сероводородом. Остатки животных сравнительно редки и состоят из остракод и личинок насекомых (хирономид). Количество органического углерода небольшое: в Лепсинском плёсе в среднем до 1,44%, в Бурлютюбинском плёсе — до 2,39%. Наиболее характерной и необычной особенностью служит высокое содержание магния, доходящее (для окиси магния) до 9—11%.

Органический мир беден и однообразен. Среди растений преобладают диатомей, иногда встречающиеся в осадках в большом количестве; нередко синезеленые одноклеточные водоросли. Рыб мало, и они однообразны. Среди моллюсков встречены только пресноводные гастроподы и пеллециподы. Чаще всего встречаются остракоды. Местами многочисленны личинки хирономид.

Оз. Сейстан — третий пример бассейна с постоянным притоком — расположено на границе Ирана и Афганистана, в западной, наиболее пониженной, части обширного пустынного бассейна, также посящего название Сейстан. Озеро окружено поясом камыша, далее следует пояс возделываемых земель, а за ним — обширные пустыни Марго и Регистан, окаймленные горами. В этих горах берет начало большая и полноводная р. Гельмунд. Она пересекает пустыни и впадает в оз. Сейстан; здесь же в него впадает р. Фарах-Руд.

Длина оз. Сейстан около 160, ширина 90 км. На юге узким протоком Шейла оно сообщается с горько-соленым оз. Год-и-Зиррах. Уровень воды

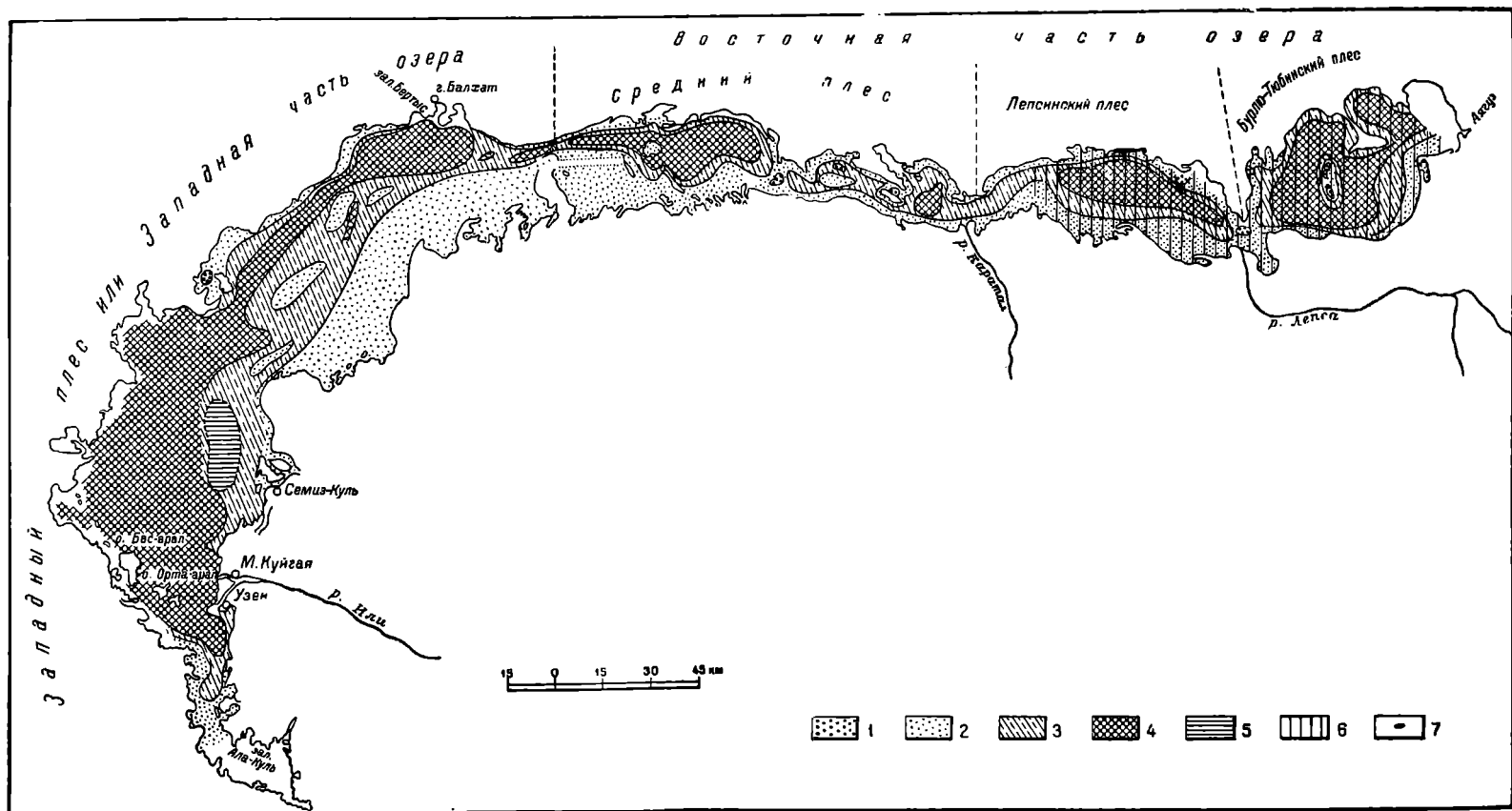


Рис. 18. Схематическая карта осадков оз. Балхаш. Д. Г. Сапожников, 1951.

1 — галька, щебень и гравий; 2 — илстые пески; 3 — песчаные илы; 4 — илы; 5 — отмель, памытай в районе с. Соры-Гумсух; 6 — доломитовые осадки; 7 — глины третичного возраста.

в Сейстане крайне неустойчив. В периоды засухи оно почти полностью высыхает, в дождливые — наполняется пресной водой. В особенно водообильные годы избыток воды через Шейлу изливается в Год-и-Зиррах, не имеющее других притоков. В настоящее время последний водоем представляет собой темносинее озеро длиной около 40 км, окруженное широким поясом твердой соли.

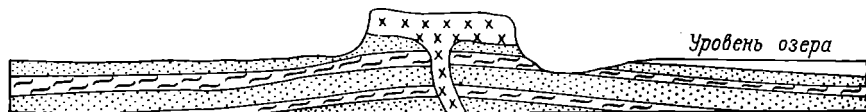


Рис. 19. Оз. Сейстан. Разрез возвышенности Ку-и-Чаку. Базальтовый покров, лежащий на розовых песках, чередующихся с зелеными глинами. По Хентингтону, 1905.

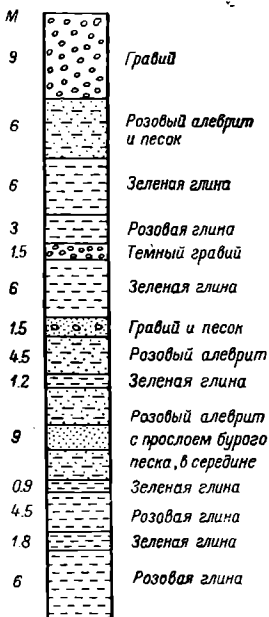
По данным изучения исторических памятников, около тысячи лет тому назад р. Гельмунд впадала в Год-и-Зиррах, полностью наполняя его. Длина озера тогда была около 150 км. Таким образом, общая длина озерных бассейнов, питающихся Гельмундом, около 350—400 км.

Глубина Сейстана ничтожна — не превышает 2 м, а обычно значительно меньше; глубина Год-и-Зирраха неизвестна.

Оба бассейна подробно описаны Хентингтоном (Huntington, 1905): в его монографии приведено несколько разрезов, обнажающихся по берегам Сейстана и в прилегающих возвышенностях (рис. 19). Это пологие удлиненные, вытянутые в меридиональном направлении антиклинали. Местами они прорваны базальтами, образующими столовые возвышенности Ку-и-Ходжа, Ку-и-Чаку, Ку-и-Куча. В сухих долинах, прорезающих их, обнажаются величественные разрезы. Надо отметить, что эти складки с отложениями, обнажающимися в них, за исключением базальтов, очень близки к Чуст-Папской и Акбель-Акчопской антиклиналям в Ферганской долине.

Один из разрезов (рис. 20) расположен на восточном склоне столовой возвышенности Ку-и-Чаку. Верхняя часть разреза сложена галечниками с прослоями песков мощностью 9 м; в других разрезах мощность галечников достигает 50 м. Это типичные отложения небольших плоских конусов выноса, образовавшихся одновременно с формированием возвышенности.

Рис. 20. Разрез восточного склона Ку-и-Чаку. По Хентингтону, 1905.



Большая часть разреза состоит из чередования розовых алевроитов и песков и зеленых глин. Мощность песков больше, чем глин, и достигает 15—20 м; мощность глин не превышает 10 м; чаще мощности и тех и других меньше. В некоторых разрезах наблюдалось до 10 таких чередований, или ритмов.

Хентингтон (1905) считает розовые песчаные пачки наземными образованиями, связанными с эпохами высыхания озера. Они простираются на

десятки километров, но постоянно меняют свой состав. Розовые алевроиты переходят в коричневатые пески; нередко розовые глины; местами появляются галечники, и в отдельных случаях были встречены типичные речные русла. Везде материал осадков несет следы поверхностного окисления.

Зеленые пачки, наоборот, обладают меньшим распространением, но более постоянным составом. Преобладают зеленоватые, иногда светлые плотные тонкие глины; более редко встречаются пурпурные и желтые глины. Местами наблюдаются остатки листьев и камыша. По краям глины иногда становятся песчанистыми. Зеленый цвет указывает на отсутствие окисления. Эти пачки представляют собой типичные озерные отложения.

Интересно, что, несмотря на большое число изученных разрезов и на значительную их мощность, прослой соли не найдены, а прослой гипса и кальцита редки и небольшой мощности, не более 0.15—0.2 м.

Хентингтон (1905) чередование розовых и зеленых пачек вполне правильно объясняет чередованием эпох засух и дождей; но он считает, что эти эпохи были продолжительными и охватывали десятки тысячелетий, поэтому нижние пачки осадков относятся если не к неогену, то к нижнечетвертичным отложениям, на основании якобы большой медленности накопления илов в озерах. Вряд ли это правильно; исследования водоемов Советского Союза показали, что в соответствующих условиях и в озерах, и в такырах накопление осадков идет очень быстро. Следовательно, длительность накопления всей серии надо измерять не сотнями тысячелетий, а, возможно, немногими тысячами и самое большое единицами десятков тысяч лет и следует всю серию относить не ниже, чем к верхнечетвертичным, последним отложениям.

Озера низовьев рек Чу и Сары-Су очень близки к оз. Сейстан. Они также питаются полноводными реками Чу и Сары-Су, также расположены в центре депрессии и также обладают весьма непостоянным уровнем и очертаниями. Сейчас они представляют собой группу болот, озер и солончаков сравнительно небольших размеров, как, например, Саумал-Куль, Аще-Куль; Арал-Куль, но общие размеры депрессии, в которой они располагаются и которая, несомненно, в определенных периоды представляла собой единый водный бассейн, значительны. Длина ее не меньше 250, ширина 40 км. В пределах этой депрессии располагается значительное число пресноводных озер и болот, соленых озер и солончаков; все они небольших размеров и быстро меняют свои очертания.

Л о б - Н о р — известнейшее озеро Центральной Азии, расположенное в середине Таримской депрессии. Подобно оз. Сейстан, с которым оно вообще очень сходно, Лоб-Нор состоит из двух водоемов — западного, в который впадают сейчас Яркенд-Дарья и Черчен-Дарья, и восточного, в который раньше впадала Яркенд-Дарья.

По указанию М. В. Певцова, часто встречающееся в литературе название р. «Тарим» неправильно. Местное население называет ее на всем протяжении Яркенд-Дарья, так же как она называется в своем верхнем течении.

Восточный, больший, водоем носил древнее название Лоб-Нор; сейчас он называется Кара-Кошун-Куль. Его длина около 100, ширина 40 км; форма овальная. Глубины ничтожные: средние 0.6—0.9, реже 1.0—1.5 и в старых руслах достигают 2.0—4.0 м. Все озеро сплошь заросло гигантским тростником, до 4.0—6.0 м высотой. Озеро окружено

широким поясом кочковатого солончака, на поверхности которого передки скопления раковин *Limnaeus* и *Planorbis*. Размеры солончака неизвестны; по указаниям местных жителей, он тянется к востоку на расстоянии семи дней пути, т. е. на 200—250 км. Далее солончак сменяется песками Кум-Таг.

Кара-Кошун-Куль соединен протоком длиной 60 км с оз. Кара-Боён, в которое сейчас впадают Яркенд-Дарья и Черчен-Дарья. В конце XVIII в. Яркенд-Дарья через оз. Уч-Куль впадала в Кара-Кошун. Оз. Кара-Боён (Кара-Буран) более плодородно и менее заросло тростником. В руслах протоков его глубина достигает 6—8 м. Ширина его около 30 км. Озеро также носит следы усыхания, и уровень его сильно колеблется в зависимости от количества воды в Яркенд-Дарье.

Фауна в обоих озерах пресноводная. Судя по раковинам моллюсков, которые и сейчас в них живут, сравнительно недавно оба озера соединялись между собой и заполняли громадный пресный водоем, который можно назвать Большой Лоб-Нор, длиной около 400—500 и шириной до 100—120 км.

Ц а й д а м. Так называется гигантская солончаковая пустыня, расположенная к югу от Лоб-Нора за хребтом Алтын-Таг. Длина этой пустыни достигает 700—800 км, ширина 150—200 км. В середине пустыни расположено небольшое оз. Дубусун-Нор, в которое впадает небольшая река; другие реки, текущие с окружающих гор через зону каменистой пустыни, также теряются в солончаках.

Ч е т в е р т и ч н ы е пресноводные водоемы Центральной Азии. Сопоставляя данные о водоемах и солончаках Средней и Центральной Азии, можно сделать очень важный вывод: сравнительно недавно, в послеледниковую эпоху, во всех бессточных впадинах были развиты обширные пресноводные озера-моря. Озеро-море в Балхаш-Алакульской впадине имело длину около 1000 км, т. е. было в два раза больше Аральского моря. Длина бассейна в Цайдамской депрессии достигала 700—800 км. Бассейн Большого Лоб-Нора был длиной около 400—500 км. Все остальные депрессии и долины без стока также заключали в себе десятки других озер меньших размеров. Гигантские озера существовали в бессточных впадинах Ирана и Сейстана.

Наконец, вполне вероятно, что вся Таримская депрессия, занятая сейчас пустыней Такла-Макан, тогда была обширным пресноводным морем-озером длиной 1200—1300 и шириной до 400 км. Учитывая, что длина Балхаш-Алакульского бассейна достигала 1000 км, указанные цифры для Таримского моря-озера не могут казаться чем-то необыкновенным.

Поразительно общее расположение громадного пояса гигантских пресноводных морей-озер в самом центре современной зоны пустынь.

Такие же громадные то пресные, то горько-соленые озера известны в бессточных впадинах других стран света. Среди них наибольших размеров достигают Большое Соленое озеро Северной Америки, оз. Эйре в Австралии и оз. Чад в Африке.

Б о л ь ш о е Соленое озеро хорошо изучено. Последняя сводка приведена в монографии Грэбо (Grabau, 1920) и в путеводителе Дэвиса (Davis, 1933), а описание — в монографии Джильберта (Gilbert, 1890) и в исключительно важной работе Эрдли (Eardley, 1938). На русском языке можно назвать работу Егорова (1946).

Озеро расположено в штате Юта, среди Скалистых гор, в большой бессточной впадине. Очертания его неправильные, береговая линия очень извилистая (рис. 21); максимальная длина около 120, ширина 65 км;

площадь 5180 кв. км. Озеро состоит из нескольких частей, соединенных узкими проливами. Максимальная его глубина около 16.5 м; средняя

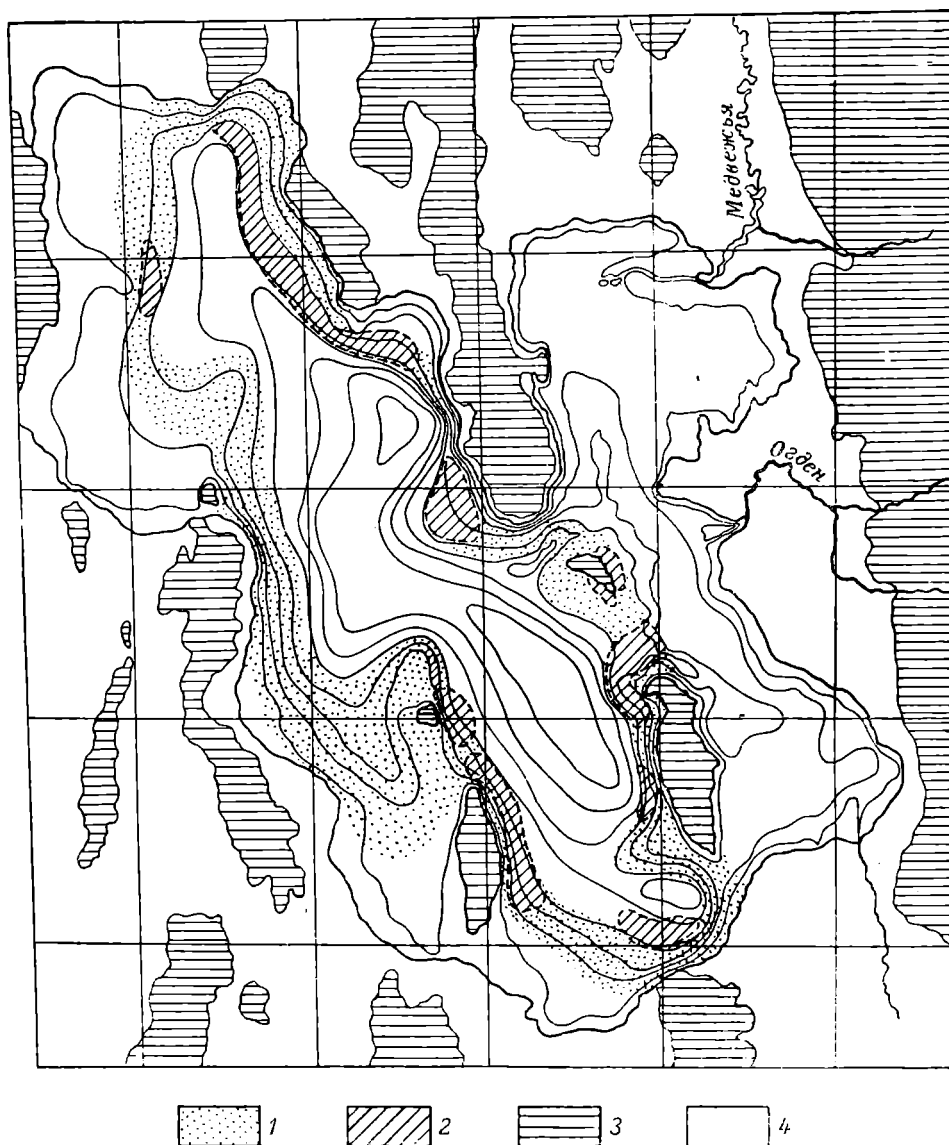


Рис. 21. Осадки Большого Соленого озера. По Эрдли (Eardley, 1938).

1 — оолитовый песок; 2 — известняковые водорослевые рифы; 3 — коренные породы; 4 — озерные глыны и речной аллювий. Горизонталы через 1.5 м. Черная жирная линия — берег озера.

5.0 м. Уровень и очертания озера подвержены значительным колебаниям в зависимости от испарения и приноса воды притоками.

Характерная особенность озера заключается в его высокой солености. Человек при плавании почти не погружается в воду. В отдельные годы соленость колеблется от 13.7 до 27.7% (табл. 8).

Колебания солености Большого Соленого озера
(по данным Грэбо, 1920)

Состав	Морская вода	Вода озера в годы:							
		1869	1877	1879	1889	1892	1904	1907	1913
Cl	55.29	55.09	56.21	55.57	56.54	55.69	55.25	55.11	55.48
SO ₄	7.69	6.57	6.89	6.86	5.97	6.52	6.73	6.66	6.68
Na	30.59	33.15	33.45	33.17	33.39	32.92	34.65	32.97	33.17
K	1.11	1.69	?	1.59	1.08	1.70	2.64	3.13	1.66
Ca	2.0	0.17	0.20	0.21	0.42	1.05	0.16	0.17	0.16
Mg	3.73	2.52	3.18	2.60	2.60	2.10	0.57	1.96	2.76
Соленость в % . .	3.5	15.0	13.8	15.7	19.6	23.0	27.7	23.0	20.3

Интересно отметить сходство состава солей Большого Соленого озера и океана.

Реки, впадающие в озеро, несут большое количество углекислого кальция. Вероятно, его выделение в виде химического осадка и служит причиной образования известковых оолитов, местами скопляющихся большими массами на берегу и в береговых дюнах. Образование этих оолитов изучали многие исследователи, объясняющие его различно.

Другой характерный осадок — мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) — зимой скопляется в виде береговых валов. При усыхании заливов и озерков образуется корка соли. Соль давно добывается в искусственных водоемах, а в 1934—1936 гг. летом садилась по всему озеру. У берега мощность ее достигала 0.17 м.

Осадки на дне озера детально описаны Эрдли (Eardley, 1938). По его данным, 70% дна озера покрыто илом, 20% оолитами и 10% биогермами.

Илы черного, светлорычного, преимущественно серого цвета, тонкозернистые весьма пластичные, обычно липкие. У берега местами наблюдается примесь тонкозернистого песчаного материала и илы переходят в песчаные (табл. 9).

Выше уровня озера илы и песчаные илы очень быстро переходят в отложения прибрежных долин, конусов выноса и сухих дельт. Нередко по границе располагается пояс оолитов или биогермов.

Мощность озерных илов точно не установлена, но значительна. При постройке дамб сваи легко погружались на глубину 34 м. Эрдли (Eardley, 1938) предполагает, что мощность их достигает 100—200 м.

Количество органического вещества колеблется от 1.0 до 2.0%.

По составу и источникам материала Эрдли (Eardley, 1938) выделяет три типа илов (табл. 10).

Из таблицы видно, как значительно содержание в илах эолового материала и химических веществ, в основном карбонатов.

В ископаемом состоянии такие осадки будут иметь вид мергелей и глинистых известняков.

Оолиты занимают второе место по площади распространения. Они связаны исключительно с береговой зоной и отсутствуют на глубинах свыше 3.5 м. Берег, сложенный оолитами, совершенно ровный, плоский или покрыт небольшими дюнами (рис. 22). Соответственно и слоистость оолитовых известняков будет правильная или косая, донная. Очень часто развиты волноприбойные знаки.

Таблица 9

Механические анализы илов Большого Соленого озера
(по Эрдли, 1938)

Порода и место- нахождение	Грубый песок 1.0—0.5	Средний песок 0.5—0.25	Тонкий песок 0.25—0.1	Очень тонкий песок 0.1—0.05	Силт 0.05—0.005	Глина < 0.005	Карбонаты	Потери песка при анализах
Синевато-серый ил, у берега	—	—	—	8.6	43.3	47.3	25.9	0.8
Песчаный ил, у берега	1.6	1.5	9.4	22.7	45.2	19.1	40.0	0.5
То же	1.1	4.2	5.1	19.2	54.2	15.7	40.0	0.5
Серый ил, у берега	0.1	0.2	3.2	21.7	45.6	27.6	26.1	1.6
Коричневатый ил, сухое дно у берега	1.3	5.2	24.5	9.5	24.4	33.9	56.9	1.2
То же	0.6	2.5	65.2	5.9	14.6	10.8	28.5	0.4
Серый ил, глубина 3 м, у берега	—	3.8	8.4	32.1	25.7	30.0	70.0	Нет
Синий ил, глубина 9 м, сере- дина озера	—	—	—	32.1	41.4	26.0	45.1	0.5
То же	1.0	2.3	6.8	16.8	36.6	35.8	48.7	0.7
Серый ил, у берега	2.5	1.7	23.9	43.5	21.1	7.0	?	0.3
Соляная пена, с пылью	—	11.4	3.7	8.6	39.8	35.0	Нет	1.5

Таблица 10

Состав илов Большого Соленого озера (в процентах)

Типы илов	Обломочный материал		Химиче- ские вещества	Коллоид- ные вещества	Органиче- ское вещество
	речной	эоловый			
Илы устьев рек вос- точной половины	25	32	33	8	1.5
Илы глубоких ча- стей западной по- ловины	6	40	46	5	2.0
Илы прибрежных ча- стей западной по- ловины	8	55	29	7	1.0

Б и о г е р м ы, образованные известковыми водорослями, представляют собой плоские неправильные линзы известняков, нередко сливающиеся друг с другом и тянущиеся на значительные расстояния. Общая площадь, занятая ими, около 250 кв. км. Высота линз достигает 1 м, обычно около 0.5 м. Известняк пористый рыхлый, напоминающий туф известковых источников. Под водой видно, как большая часть поверхности линз покрыта сплошной массой одноклеточной синезеленой водоросли *Aphanotheca packardii*. Поверхность линз неправильная, бугристая, почковатая; слоистость отсутствует. Контуры линз довольно резкие.

Подобные образования в соляных озерах Западной Австралии описаны Кларком (Clarke and Teicher, 1945).

Весьма возможно, что в образовании биогермов активную роль играют также бактерии.

Пеллеты, имеющие вид удлиненных прямых или слабо изогнутых палочек (рис. 23, а), представляют собой экскременты ракообразных (рис. 23, б), обитающих в больших массах в горько-соленой воде озера. Они встречаются во всех отложениях — глинах, оолитах и биогермах, а местами являются породообразующими. Средняя длина палочек около 0.5 мм. Состоят они из карбонатов кальция и магния и белой тонкозернистой глины.



Рис. 22. Северо-восточный берег Большого Соленого озера. Аэро фото.
Из Эрдли (Eardley, 1938).

Слева, темное — вода; белая площадь в центре снимка — отмель, сложенная оолитовым песком; справа — берег, на котором видны террасы четвертичного озера Бонневиль.

В целом отложения Большого Соленого озера весьма напоминают известняковые пачки в татарском ярусе Заволжья.

Большое Соленое озеро и расположенное к югу от него горько-соленое оз. Севиер (Sevier) представляют собой остатки громадного пресноводного бассейна, которому Джильберт (1890) дал название «озеро Бонневиль» (Bonneville). Длина этого озера достигала 560, ширина 240 км, глубина 800 м, как это видно по террасам.

В том же громадном бессточном бассейне, где располагалось оз. Бонневиль, существовало и другое, также высохшее оз. Лагонтан (Lahontan), описанное Росселом (Russel, 1885). Оно интересно тем, что по берегам его местами происходило массовое накопление известковых туфов.

Солончаки пустынь Северной Америки. В пустынных областях западных штатов США и в прилегающих частях Мексики широким распространением пользуются солончаковые депрессии среди горных хребтов, между Скалистыми горами и Сьерра-Невадой. Сами со-

лончаки достигают больших размеров и носят названия «плайя» (playa), «салина» (saline) или соленое болото (salt marsh). Они имеют вид обширных нередко кочковатых равнин, покрытых глинистой или соляной кор-

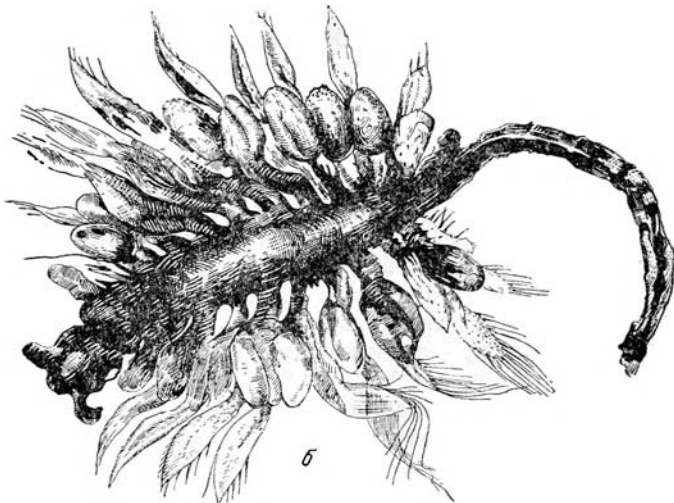


Рис. 23. *а* — современные пеллеты, представляющие собой экскременты ракообразного *Artemisia gracilis*, живущего в озере (Эрдли, 1938); увел. 35 раз; *б* — *Artemisia gracilis*; увел. 20 раз.

кой и жалкой своеобразной растительностью. Некоторые из них летом полностью пересыхают; на других сохраняются небольшие горько-соленые озера. Зимой, во время дождей, они покрываются тонким слоем воды, размокают и становятся непроходимыми (Blackwelder, 1931).

В этом отношении они близки к нашим сорам (шорам) и отличаются большими размерами и расположением у подножия горных возвышенностей или среди них. У нас в СССР подобные образования редки, но все же встречаются; примером их могут служить бассейны озер Ала-Куль, Чатыр-Куль и Балхаша.

Подобные межгорные солончаки в Соединенных Штатах Америки имеют большое промышленное значение. Под их глинистой или соляной коркой залегают обширные залежи самых различных, нередко ценных солей, достигающие мощности 20—30 м и интенсивно разрабатывающиеся.

Это заставляет и нас обратить серьезное внимание на разведку, особенно разбуривание больших солончаковых равнин и главным образом на разбуривание участков, примыкающих к соленым озерам. Несомненно, что и у нас могут быть обнаружены погребенные промышленные залежи различных солей.

Солончаки штата Сьерра-Невада сравнительно небольших размеров. Они интересны присутствием участков, покрытых самосадочной бурой. В солончаке «Болото Тила» (Teel's Marsh) поверхность мягкая глинистая и представляет собой залежь буры длиной 8—10, шириной 4 км и мощностью от 1.5 до 45 см. Эта залежь наиболее продуктивная в западных штатах.

Интересно, что в одном солончаке, расположенном вблизи от солончаков с бурой, последняя совершенно отсутствует и осаждается одна соль (NaCl) с небольшой примесью CaSO_4 (1.16%) и KCl (1.26%).

Солончаки штата Калифорния, расположенные несколько южнее, обладают значительно большими размерами. Сводка по ним имеется в известной монографии Грэбо (Grabau, 1920).

Долина Смерти (Death Valley) — наиболее крупный солончак, занимающий грабен длиной около 200 и шириной 8—10 км, расположенный на 85 м ниже уровня моря, причем окружающие возвышенности поднимаются до 1500—1800 м. Все дно грабена занято солончаком, на севере переходящим в барханные пески, а в остальных направлениях в щебневую равнину подножий. В строении окружающих гор принимает участие интенсивно дислоцированная толща третичных отложений, сложенная туфами, песчаниками и глинами, представляющими собой осадки древнего солончака. Среди них развит слой, заключающий гнезда и линзы Colemanita ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Этот слой прослежен на 30 км и представляет собой наибольшую залежь боратов в Соединенных Штатах Америки. Продукты вымывания этой свиты, скопляясь на дне Долины Смерти, образуют корку боратов, занимающую сравнительно небольшие участки.

Подавляющая часть химических осадков представлена каменной солью (NaCl). Анализ показал следующий состав осадков, в %: NaCl — 94.54; KCl — 0.31; Na_2SO_4 — 3.53; $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — 0.79; влажность — 0.14; нерастворимый остаток — 0.50. Многочисленные другие анализы показали небольшое количество поташа (K_2O), в среднем менее 1%, изредка до 2—3%. Интересно полное отсутствие гипса, вообще характерное, по мнению Грэбо (Grabau, 1920), для соляных отложений всех пустынь.

Заслуживают внимания разрезы четырех скважин, заложенных на дне долины (Грэбо, 1920). Сква. 100 расположена у края долины; сква. 200 расположена в средней части долины, в 3.5 км от сква. 100; сква. 300 — в 1.5 км южнее; сква. 400 находится также в средней части долины, но в 30 км севернее сква. 200. Разрезы скважин 100, 200 и 300 значительно отличаются друг от друга, указывая на большую изменчивость

соляных залежей, свойственную пустынным бассейнам, в которых водоемы часто изменяют свое положение в долинах.

Солончаковая Долина (Saline Valley), расположенная в 60 км западнее Долины Смерти, также представляет собой солончак, зажатый между двумя хребтами, и имеет тот же состав солей.

Солончак Сирлесс (Searless Marsh) находится в 50 км юго-западнее Долины Смерти, в бассейне большого четвертичного озера, длиной около 40, шириной 18 км и глубиной 200 м. Размеры самого солончака: длина 20, ширина 8 км, а соляной залежи в его середине около 30 кв. км (Gale, 1913).

Соляная залежь исключительно интересна по составу, особенно по содержанию громадного количества поташа (K_2O), запасы которого достигают 4 млн т. Весьма характерно большое разнообразие солей, связанное с тем, что они образуются за счет выветривания молодых третичных туфов и лав, развитых в окружающих хребтах. В состав солей входят: сульфаты, преимущественно тенардит, мирабилит и глауберит, бораты, карбонаты — кальцит и сода, двойные карбонаты — трона ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \times 2H_2O$) и пьерсонит ($Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 5H_2O$); хлориды — галит; нитраты, боросиликаты — сирлессит ($Na_2OB_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 3H_2O$) и тройные соли — гэнксит (hanksite — $9(Na_2SO_4) \cdot 2(Na_2CO_3 \cdot KCl)$).

Мощность соляной залежи в ее центральной части достигает 18—30 м. Она представляет собой почти сплошную массу, ее состав показан в табл. 11.

Таблица 11

Состав солей в различных горизонтах залежи солончака Сирлесс (по Грэбо, 1920)

Соли	Г л у б и н а в м						
	0—5.4	5.4—7.5	7.5—9.0	9.0—10.5	10.5—15.0	15.0—19.5	19.5—23.7
NaCl	79.7	44.0	47.3	42.7	43.5	82.8	19.0
Na ₂ SO ₄	7.6	30.5	28.1	17.1	22.3	10.6	7.3
Na ₂ CO ₃	3.2	14.8	10.6	19.1	9.5	8.2	40.3
NaHCO ₃	0.0	2.5	0.0	5.9	2.5	0.8	18.5
NaB ₄ O ₇	Следы	1.0	2.0	2.0	5.5	Следы	0.5
H ₂ O	3.3	5.8	10.6	10.2	15.3	2.6	14.4
Нерастворимый остаток	0.2	1.4	1.4	3.0	1.4	Следы	Следы

Буровая скважина, заложенная на окраине залежи, вскрыла сверху пласт соли и тенардита мощностью 0.6 м; под ним черный или вулканический песок с гнездами гэнксита, троны, глауберита и тенардита — 6.0 м; еще ниже плотный слой троны — 8.4 м; затем ил с запахом H₂S с прослоями глауберита, соды и гэнксита — 6.0 м. Далее следовал ил, смешанный с вулканическим песком и пропитанный сероводородом — 69.0 м. Проходка скважины до 188.4 м показала, что до этой глубины залегал ил с прослоями пьерсонита (на глубинах 122.4 и 140.7 м) и еще ниже ил с рассеянными зернами и гнездами различных минералов — кальцита, галита, пьерсонита, сирлессита и др.

Интересно отметить большую мощность солончаковых отложений — не менее 200 м.

Мертвое море. В качестве последнего примера горько-соленых бассейнов с постоянным притоком рассмотрим Мертвое море в Палестине, в которое впадает р. Иордан (рис. 24).

Своеобразие Мертвого моря заключается в больших глубинах и высокой солености (табл. 12).

Таблица 12

Соленость Мертвого моря
(по Грэбо, 1920)

Глубина	Химический состав в %							Соленость в %
	Cl	Br	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	
Поверхность . . .	65.81	2.37	0.31	11.65	1.85	4.73	13.28	19.2
20 м . . .	70.25	1.55	0.21	6.33	1.70	5.54	14.42	20.7
200 » . . .	67.84	1.75	0.22	10.00	1.79	1.68	16.72	25.1
300 » . . .	67.30	2.72	0.24	5.50	1.68	6.64	15.92	26.0

Большие глубины, до 392 м, и положение на 193 м ниже уровня океана объясняются тектоническим происхождением моря. Мертвое море — это типичный грабен, имеющий длину 76 и ширину 13 км.

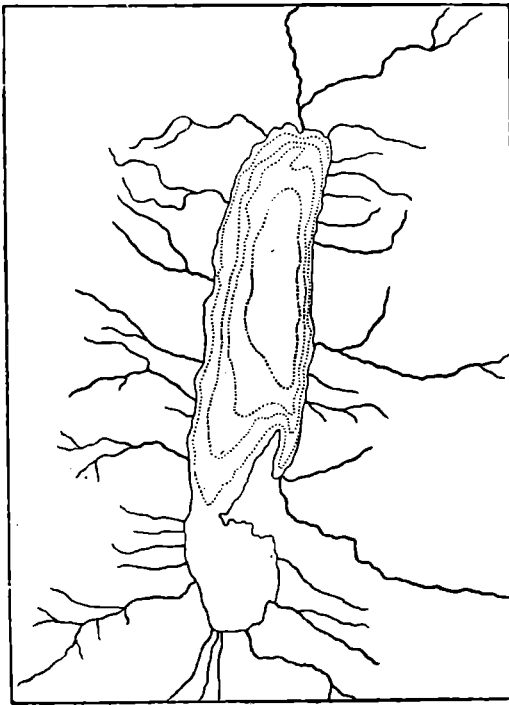


Рис. 24. Мертвое море.

Содержание солей в Мертвом море настолько велико, что если бы вода испарилась без дальнейшего пополнения, то на месте моря образовался бы громадный монолит соли мощностью 80—100 м, длиной в 76, шириной 13 км и общим объемом около 10 куб. км.

Донные осадки больших глубин Мертвого моря представлены илами, причем даже на глубинах свыше 300 м в илу встречены кристаллы соли. Садка соли отсутствует.

Соленые водоемы с временным притоком воды значительно меньше по размерам и имеют кратковременное существование. Они разделяются на водоемы степей и водоемы пустынь.

Водоемы степей, в связи со сравнительным обилием атмосферных осадков и почвенных вод, представляют собой типичные озера. Подавляющее число их обладает песчано-глинистым основанием, и соли в них

приносятся извне. Некоторые озера расположены на соляных куполах, и соли в них поступают из воды источников, растворяющей соль дна озера.

Озера, расположенные на соляных куполах, вследствие неисчерпаемых запасов материнских солей имеют большую промышленную ценность. В СССР наиболее известны три таких озера: Эльтон, Баскунчак и Индер.

О з. Э л ь т о н наибольшее из них. Оно имеет округлую форму, характерную для провальных озер, с мало расчлененными берегами (рис. 25). Максимальная длина его 19, ширина 13,5 км, глубина около 0,7 м. В него впадает несколько небольших соленых речек. Озеро расположено в степи, в условиях жаркого и сухого климата. Резкая нарушенность меловых и палеогеновых отложений, выходящих в возвышенностях по берегам озера, соленые источники и характерные очертания указы-

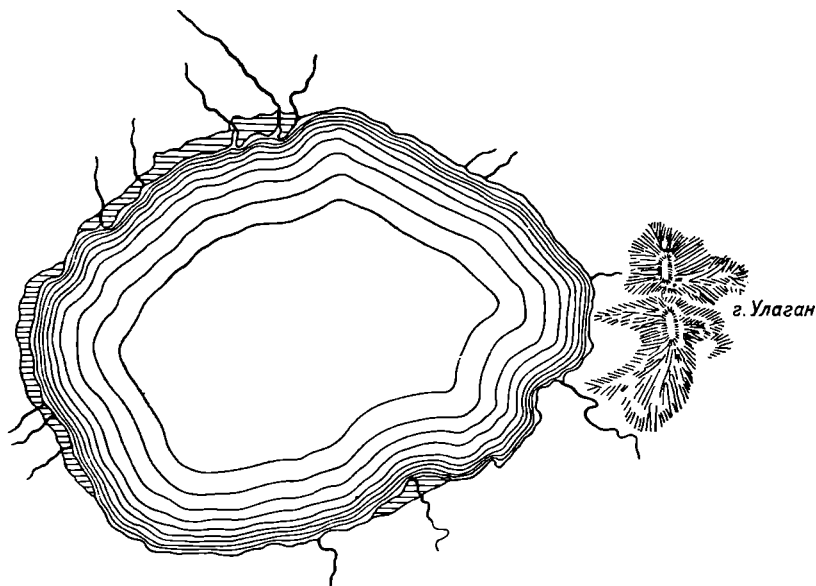


Рис. 25. Оз. Эльтон.

вают на то, что озеро расположено на соляном куполе. Переотложенная соль залегает в нем сплошной толщей, состоящей из чередования пластов соли мощностью до 20 см, с прослойками вязкого ила. По данным шурфа, пройденного Гебелем в 1805 г., число их около 100. На глубине около 4 м находится твердая, коренная соль неизвестной мощности, более плотная и прозрачная. Запасы соли неисчерпаемы. Если принять мощность соли в 2 м, то запасы составят 103 млн т. Соль Эльтона содержит, в %: NaCl — 96,59; CaSO₄ — 1,01; KCl — 0,04; MgCl₂ — 0,13; воды — 1,87; примеси — 0,37.

О з. Б а с к у н ч а к, располагающееся несколько южнее Эльтона, немного меньше по размерам. Его длина около 18, ширина 9,5 км, площадь 180 кв. км. Положение Баскунчака на соляном куполе несомненно, так как по берегам в солянокупольной брекчии найдены не только верхнемеловые, юрские (?), нижнетриасовые и пермские отложения, но даже обломки известняков верхнего карбона и плитки известняков верхнего девона. Последний, весьма важный, факт ставит под сомнение пермский возраст соли в куполе; возможно, она окажется девонской. Запасы соли в Баскунчаке так же, как и в Эльтоне, практически неисчерпаемы.

Оз. Баскунчак описано Л. В. Пустоваловым (1933) и А. Н. Семихатовым (1933).

Средняя часть озера, обычно сухая, покрыта слоем белоснежной соли. У берегов, особенно ближе к устьям источников, развита рапа, представляющая собой маслянистую жидкость зеленоватого цвета, на вкус горько-соленую. Ее глубина колеблется в различные сезоны года, не превышая 30—40 см, обычно меньше. Также колеблется и ее удельный вес, достигая летом 1.244.

Состав рапы детально описан Л. В. Пустоваловым (1933). По его данным, питание озера происходит за счет пресных, соленых и горько-соленых источников. Они ежегодно приносят в озеро около 865 000 т хлористого натрия и 65 000 т других солей, что значительно превышает ежегодную добычу соли.

Геологическое строение района Баскунчака изучено А. Н. Семихатовым (1933), подчеркнувшим исключительно сложные тектонические взаимоотношения отложений, развитых в окрестностях озера. Связь этих взаимоотношений с солянокупольной тектоникой была установлена позже и сейчас общепризнана (А. А. Иванов, 1953). За счет растворения массива соли происходит питание источников, впадающих в озеро.

А. Н. Семихатов (1933) считает, что пачка плотной соли, чередующейся с черным илом, вскрытая буровой скважиной на озере до глубины 257 м, относится к четвертичным отложениям и подстилается глинами бакинского яруса. Это указывает на наличие значительной впадины на поверхности купола. Плотные гипсы, развитые местами по берегам озера, он считает пермскими. Возможна также древняя и в высокой степени твердая соль, вскрытая некоторыми скважинами. Во всяком случае, связь Баскунчака с соляным куполом, залегающим под ним или рядом с ним, несомненна.

К востоку от Баскунчака соляной массив в купольной структуре обнажается в горах Чапчачи, но вследствие сухости района самосадочного озера там нет. Зато на соляном куполе, слагающем Индерские горы, образовалось значительное озеро.

Оз. И н д е р располагается на левом берегу р. Урал, в ее нижнем течении. Оно имеет овальные очертания, длину 17, ширину 9 км и площадь 120 кв. км. Глубина его ничтожна, и летом все озеро покрывается сплошной коркой соли, по которой можно ходить и ездить. Рапа сохраняется только у соленых источников, впадающих в озеро на севере. Эти источники, числом 23, питаются за счет соляного купола, слагающего Индерские горы, к северу от озера. В этом куполе среди соли встречены значительные линзы боратов.

По последним данным А. Н. Лепешкова (1946), озеро расположено на южном крыле огромного соляного купола. Соляные отложения купола под озером находятся на глубине 50—60 м. Рапа озера и воды источников обогащены солями калия и бора вследствие размывания соляных и калийных отложений купола.

Концентрация рапы составляет 24—25° Боме. Состав рапы, в весовых %: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ — 0.05; MgSO_4 — 0.43; KCl — 1.94; CaSO_3 — 0.26; MgCl_2 — 4.08; NaCl — 19.88. Сумма солей составляет 26.64%; содержание Br при концентрации рапы 28.5° Боме равно 0.31%, а V_2O_5 при концентрации рапы 26° Боме — 0.1%.

Высокое содержание брома и хлористого магния заслуживает внимания.

В донных отложениях имеется мощный пласт поваренной соли, которую издавна добывают. Его состав, в %: NaCl — 99.15; MgCl_2 — 0.06;

CaCl_2 — 0.05; CaSO_4 — 0.12; нерастворимый в воде остаток — 0.14; влажность — 0.20.

Оз. Ч е л к а р располагается к югу от г. Уральска. Его очертания овальные, характерные для провального озера, берега слабо расчлененные. Озеро окружено выходами гипса. Длина его достигает 22, ширина 19 км. Это озеро мало изучено. Связь его с соляным куполом вероятна; в одном из заливов происходит садка соли, но, по устному сообщению А. А. Иванова, в озере водится рыба.

И л е ц к о е о з е р о. Небольшое типичное провальное озеро, расположенное на соляном массиве Илецкого месторождения. Химический состав его воды, в %: Cl — 60.26; SO_4 — 0.47; Na — 38.86; K — следы; Ca — 0.33; Mg — 0.08. Соленость составляет 15.5%.

З а р у б е ж н ы е о з е р а на соляных куполах почти неизвестны. Грэбо (Grabau, 1920) описывает только два близко расположенных озера в Венгрии — Илиес, или Мидви, и Черное. Они образовались в результате современных провалов и выщелачивания лежащей ниже соли. Верхние слои воды пресные и сравнительно холодные, нижние — горько-соленые и теплые. Соленость оз. Илиес 23.4% и оз. Черного — 19.5%.

С т е п н ы е с о л е н ы е о з е р а многочисленны и разнообразны по размерам, очертаниям, солености и характеру солей. Широкой полосой они занимают бассейн Маньча, Калмыцкие степи, Волго-Эмбенский бассейн, депрессию к северу от Устюрта, восточный склон Южного Урала, Тургайскую депрессию, депрессии Казахской, Барабинской и Кулундинской степей и заканчиваются в Минусинской и Абаканской степях. На этом громадном протяжении, свыше 3500 км, расположились многие сотни, вероятно, тысячи больших и малых, пресных, солоноватых и самосадочных озер.

В одних самосадочных озерах происходит садка известковистого и доломитизированного материала, в других — гипса, в третьих — соли, в четвертых — глауберовой соли, в пятых — соды.

Размеры их небольшие, обычно километры, реже десятки километров в диаметре. В то же время они с небольшими промежутками занимают площади длиной в сотни километров. Соответственно в ископаемом виде озерные фации будут прослеживаться на расстоянии сотен километров, многократно чередуясь с наземными степными фациями. Эту двойственность состава всегда надо учитывать при определении площади озерных бассейнов прошлого.

Из-за небольшой глубины степные озера недолговечны и крайне непостоянны в очертаниях. Периоды засухи резко сокращают их размеры и вызывают полное высыхание многих из них; во время дождливых периодов они вновь появляются и принимают прежние или еще большие размеры. Надо учесть только, что продолжительность этих периодов бывает различной и обычно составляет не менее нескольких десятков лет. Эти периоды вызывают чередование озерных и наземных фаций не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлениях.

Комплекс отложений пояса степных озер весьма разнообразен. В него входят все разновидности терригенных отложений, начиная от брекчий и конгломератов и кончая тончайшими глинами. Брекчии располагаются вблизи возвышенностей, сложенных более древними толщами. Конгломераты сравнительно редки, небольшой мощности, встречаются в виде линз и состоят из мелких обломков. Грубые пески связаны с руслами рек и поэтому редки. Тонкие пески, алевриты и глины преоблада-

дают. Окраска преимущественно серая, темная и бурая. Нередка углистость, вплоть до тонких прослоев углей. Более редка битуминозность, но все же довольно обычна. Широко распространена соленосность и гипсоносность; прослой гипса и солей многочисленны, непостоянны и небольшой мощности, не превышающей нескольких метров, чаще меньше. Наконец, в отдельных случаях присутствуют даже небольшие массивы туфовых известняков, напоминающих рифовые. Более обычны мергели и глинистые или чистые известняки, тонкослоистые, тонкозернистые, часто с раковистым изломом. Все эти отложения быстро сменяют друг друга как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

Преобладает правильная слоистость, но широко распространена и косая слоистость самых различных типов. Фауна редка, но местами могут быть встречены прослой, переполненные пресноводной или солоноватоводной ракушей. В соленосных фациях нередко ракообразные *Estheria*. Остатки растений в озерных фациях обычны; в наземных — отсутствуют. Мощность существования отдельных бассейнов и фаций небольшая, но весь пояс озер в целом может существовать в продолжение одной эпохи и больше.

В качестве примера степных озер рассмотрим озера Барабинской и Кулундинской степей Западной Сибири и Прииртышского района.

Барабинские и Кулундинские озера. На обширной степной равнине между долинами Иртыша и Оби располагаются многие сотни, вероятно, тысячи озер (рис. 26). Они относятся к трем большим группам. На севере расположена группа Барабинских озер с большим оз. Чаны во главе; далее к югу следует Кулундинская группа озер с самым крупным из них — Кулундинским озером. К юго-западу от них, по обоим берегам Иртыша, расположена Прииртышская группа озер с Коряковским и Бурликским озерами. Последняя группа описана В. П. Ильинским и А. В. Николаевым (1931); данные о двух первых приведены в работах М. Н. Кучина (1934), А. В. Шнитникова (1949) и А. Ф. Горбова (1950); общий обзор сделан И. П. Герасимовым (1935, 1937) и Г. И. Танфильевым (1902).

Группа Барабинских озер расположена еще в лесостепной зоне, и в ней преобладают пресные озера. Наибольшее из них — оз. Чаны — представляет собой громадный мелкий бассейн с сильно изрезанной береговой линией, быстро меняющейся при малейших изменениях уровня озера, что бывает весьма часто. Наибольшая длина озера около 80, ширина 60 км; глубина не превышает 8 м, чаще значительно меньше. Озеро заросло камышом. Есть указания на сокращение его площади почти вдвое за последние сотни лет (рис. 27).

Кроме пресных, известно около сорока соленых озер, не имеющих большого промышленного значения.

Кулундинская группа озер расположена южнее Барабинской группы, уже в степной области, для которой характерно меньшее количество атмосферных осадков. Поэтому число соленых озер резко увеличивается, и их размеры уменьшаются. Наибольших размеров достигает Кулундинское озеро. Его длина около 40, ширина 25 км, глубина не больше 4 м. Озеро горько-соленое, его соленость около 5° Боме, и в одном из его заливов в сухие лета отлагается соль. В четырех километрах южнее расположено самосадочное оз. Кучук длиной 18 км, избыливающее солями магния и бромом. Кроме того, известно значительное число других

озер, на дне которых осаждаются каменная соль, глауберова соль, сода и доломит с известняком. Они будут рассмотрены ниже.

Озер много, они располагаются группами на небольшом расстоянии друг от друга и разделяются песчано-глинистыми промежутками. М. Н. Кучин (1934) выделяет две главные группы озер. Первая, Кулундинская, кроме Кулунды и Кучука, включает Большое и Малое Яровые озера и другие. Вторая, Боровая, включает озера — Печатное, Кочко-

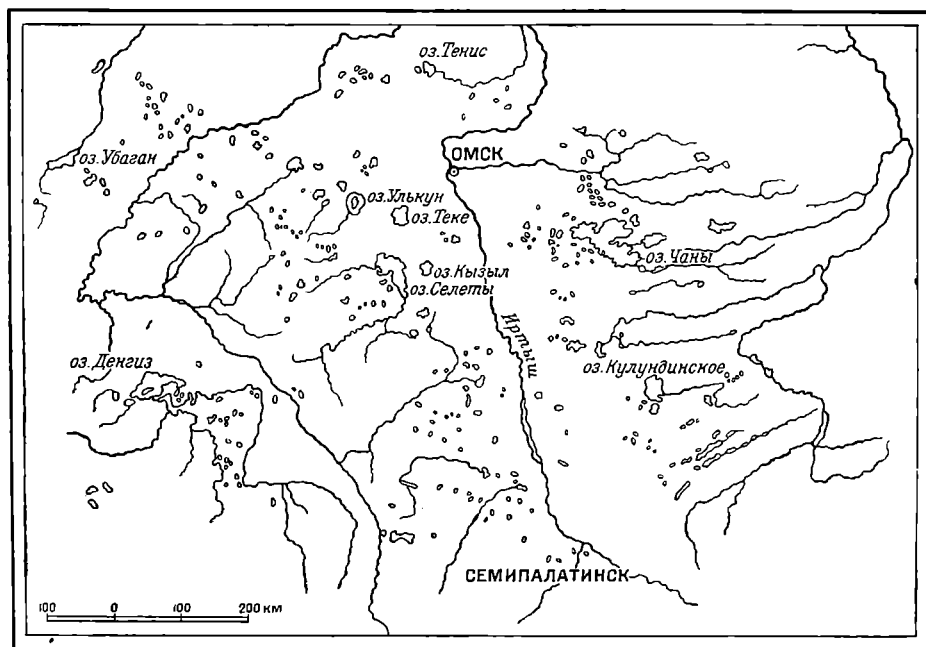


Рис. 26. Озера Западной Сибири.

ватое, Большое Ломовое, Малиновое, Вшивочное и Горносталево. Все они расположены близко друг от друга в Соленоозерной степи. Режим озер легко изменяется, и садка каменной соли сменяется садкой глауберовой соли, и обратно.

Прииртышская группа, описанная В. П. Ильинским и А. В. Николаевым (1931), состоит из сравнительно маленьких озер, разделенных большими промежутками. Это преимущественно озера с садкой соли; наибольшее значение из них имеют озера — Бурлинское, Коряковское, Большое и Малое Таволжанские. Средняя глубина озер с рапой 0.3—0.5 м; максимальная 2.0—2.5 м. Площадь Бурлинского озера 3800 га; Коряковского — 1100 га; Большого и Малого Таволжанских — 1450 и 1200 га. Коряковское озеро эксплуатируется начиная с XVII в. За период с 1881 по 1927 г., т. е. за 46 лет, добыто 950 000 т соли. На расстоянии 200—250 м от берега найден пласт плотной соли, местами до 6.0—7.0 м мощности; эта соль подстилается мощными илами.

Озера с магnezиальными солями. Некоторые озера Кулундинской степи, по данным М. Н. Кучина (1934), содержат значительные количества хлористого и сернокислого магния, достигающие миллионов тонн. К ним относятся озера — Кучук, Большое и Малое

Яровые, Ломовое и Малиновое. Оз. Большое Яровое достигает 10 км длины; имеет площадь 7000 га и глубину до 7.0—8.5 м. Рапа летом имеет концентрацию 16—18° Боме. Озеро почти бессульфатное.

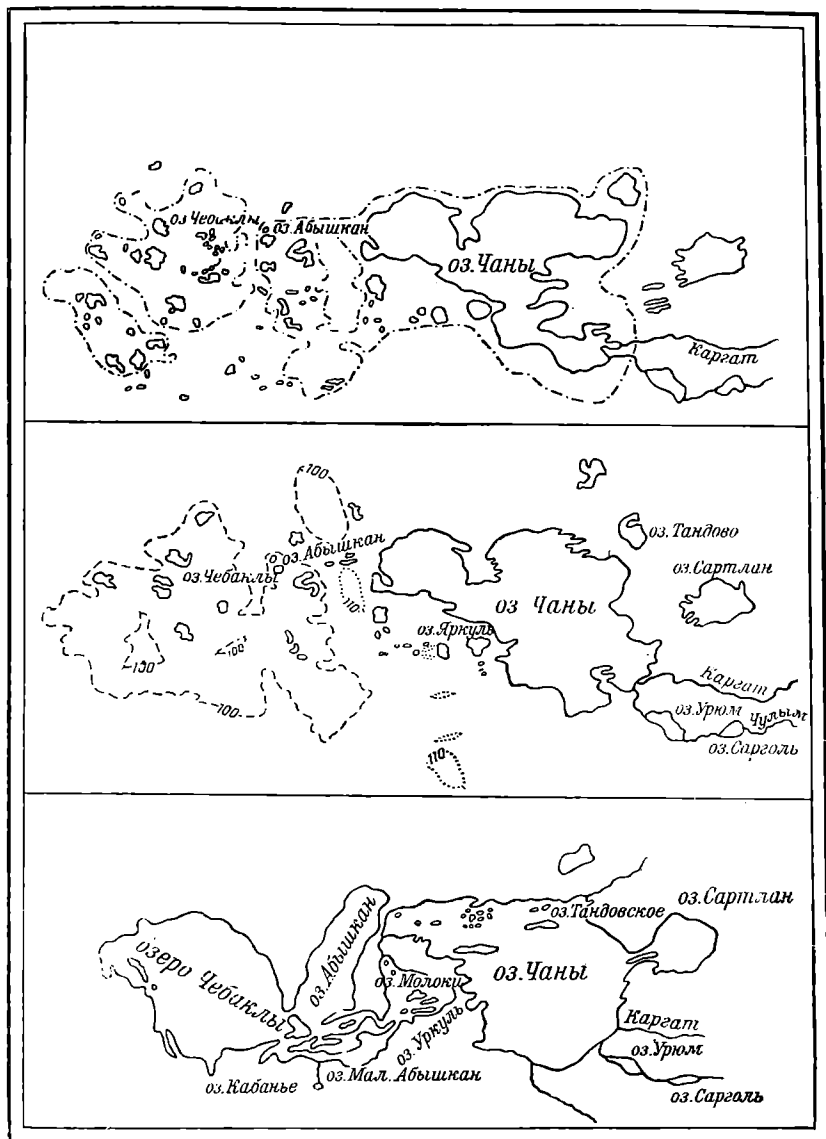


Рис. 27. Стадии усыхания оз. Чаны. По А.В. Шнятникову, 1949

Озера с глауберовой солью довольно обычны в Кулундинской степи. Мирабилит, реже тенардит, содержатся в рапе или залегают в виде пластовой залежи на дне озера. Наибольшие запасы обнаружены в оз. Кучук, расположенном в 3 км к югу от большого оз. Кулунда, соединенного с ним протоком. Длина оз. Кучук 18 км; площадь 16.800 га; глубина 2.8 м. На его дне сплошной плитой, с небольшими окнами на месте вы-

ходов ключей, лежит пласт мирабилита мощностью 1.0—4.8 м, занимающий 90% всей площади озера; подстилается он илом. Поверхность пласта гладкая; запасы мирабилита в нем около 400 млн т. Такие же пласты мирабилита обнаружены на дне небольших озер — Солитренного, Ушкалы, Мормышанских, Ломового, Печатного. В оз. Малиновом наблюдается ежегодная садка слоя сульфата мощностью до 40 см на площади 1100 га.

Содовые озера, по данным М. Н. Кучина (1934), приурочены к южной окраине Кулундинской степи, к окраине пояса боровых песков и к так называемой Соленоозерной степи. Они занимают полосу длиной 200 км и шириной 60 км. Число озер значительно. Среди них выделяются три типа: содовые, смешанные и сульфатные. Намечаются три группы содовых озер — Петуховские, Михайловские и Танатарские. Последние обладают наибольшими запасами — около нескольких миллионов тонн.

Танатарская группа состоит из 8 небольших озер общей площадью около 2500 га. Они тесно связаны друг с другом и обладают сложной береговой линией вследствие расположения в депрессии, среди боровых песков. Глубина их незначительна.

Геологический разрез имеет следующую последовательность: под содоносной толщей залегают плотные красновато-коричневые глины, пользующиеся в Кулундинской степи большим распространением. Мощность содоносной толщи 8—10 м. Она начинается обводненными песками с сильно минерализованными грунтовыми рассолами, в среднем до 16° Боме. Выше они переходят в пески, цементированные содой, мощностью 2—5 м. Цементированные пески содержат до 50% всех запасов соды. На них расположены пластовые залежи кристаллической соды мощностью 1—4 м; они имеют линзовидную форму и занимают около 30% всей площади озер, в то время как цементационные пески занимают до 75% площади. Выше залегает ил небольшой мощности — 0.2—0.7 м, подстилающий рацу со средней глубиной не более 1—2 м.

Такого же типа Петуховские и Михайловские озера, но только они меньших размеров. Садка соды происходит зимой, с наступлением холодов.

Бромовые озера. Соленые озера Кулундинской группы отличаются повышенным содержанием брома. Рапа Кучукского и Яровых озер содержит 0.026—0.040% брома, а общие запасы его в обоих озерах достигают 300 000 т.

Доломитовые и известковые озера. В некоторых озерах Барабинской степи наблюдается садка химических известняка и доломита, повидимому туфовых, иногда в виде неправильных линз. Это явление аналогично тому осаждению доломита, которое отмечено Н. М. Страховым для Балхаша.

Этот краткий обзор дает ясное представление о том разнообразии солей, которые осаждаются в степных соленых озерах.

Условия образования Кулундинских озер и разрезы глубоких буровых скважин описаны И. П. Герасимовым (1937). Он рассматривает теории, согласно которым Кулундинские озера являются реликтами олигоценного моря или неогенового озера, и доказывает их несостоятельность. Ни одна глубокая буровая скважина, достигшая синей олигоценной глины, не прошла залежи соли или гипса, указывающих на присутствие неогеновых горько-соленых озер. Бурение в бассейнах современных озер показало, что под «корнем», т. е. слоем соли или мирабилита мощностью до 6—7 м, залегают пески и глины без всяких про-

слоев солей. Соответственно соленые озера и их «корень» надо рассматривать как весьма молодое образование.

И. П. Герасимов (1937) считает, что «развитие ледяного покрова на севере Западно-Сибирской низменности определяет мощное и высокое подпруживание вод меридиональных речных артерий Сибири. Формируются обширные озерно-речные бассейны, заливающие все более или менее пониженные районы Сибирской равнины». Отступление и исчезновение ледника вызывает распадение этих обширных пресных водоемов на несколько менее крупных водоемов. Усиление аридности (засушливости) климата обуславливает увеличение солености в некоторых озерах и образование в них соляного «корня».

Разный состав подстилающих отложений и размывающихся палеозойских массивов обуславливает различие солей, накаплиющихся в водоемах и приносящихся преимущественно реками и в меньшей степени грунтовыми водами.

Кулундинские озера — это сравнительно молодые образования.

Гидрохимия степных озер Румынии описана Петреску (Petrescu, 1940).

В о д о е м ы п у с т ы н ь подразделяются в свою очередь на постоянные и временные.

Временные водоемы представлены такырами и шорами, детально описанными в разделе «Пустыня». Они многочисленны, нередко достигают больших размеров — десятки километров в поперечнике, и в совокупности занимают большие площади.

Постоянные водоемы — озера и солончаки — более редки, чем в степях, и меньших размеров, но все же встречаются достаточно часто. Подавляющее большинство их расположено в современных и древних долинах, пересекавших пустыню. Небольшое количество осадков и интенсивное испарение вызывают преобладание горько-соленых озер и солончаков, более редки соленые озера, и в единичных случаях встречаются пресные озера.

Озера долины Узбоя — типичный пример водоемов пустынь. Их количество исчисляется десятками. Преобладают горько-соленые озера, окаймленные белой полосой соли; нередко полностью высохшие солончаки; более редки соленые озера, и как исключение встречаются пресные озера — Ясхан и Топиатан.

Другие пустынные и степные озера СССР описаны А. И. Дзенс-Литовским (1939), И. Г. Дружининым (1946) и В. Д. Поляковым (1946).

СЕРВИЯ РЕЧНАЯ ДОЛИНА

Х а р а к т е р н ы е п р и з н а к и р е ч н ы х о т л о ж е н и й: 1) наличие пресноводной фауны; 2) распространение в виде длинных извилистых полос, врезаемых в подлежащие отложения; 3) неправильная косая слоистость; 4) небольшая мощность — десятки метров; 5) преобладание песков; 6) быстрая и значительная изменчивость как по простиранию, так и по мощности; многочисленные карманы и линзы.

Р а с п р о с т р а н е н и е речных отложений обуславливается формой речной долины. В долинах больших зрелых рек ширина полосы речных отложений достигает многих десятков километров.

Т а к ж е р а з л и ч н а и м о щ н о с т ь. Обычно она невелика и измеряется десятками метров. В тех случаях, когда долина большой реки проходит вдоль склона горной области, ее отложения приобретают характер от-

ложений конусов выноса и достигают весьма большой мощности. Буровая скважина в долине Ганга у Лукноу (подножие Гималаев) прошла в речных отложениях свыше 400 м, не дойдя до их основания.

По литологическому составу и характеру слоистости речные отложения разделяются на три резко различных типа: 1) отложения русла реки; 2) отложения долины реки; 3) отложения половодий.

Отложения русла реки состоят преимущественно из песка; нередко неправильные линзовидные прослой галечника и глин. Слоистость их неправильная, косая, часто наблюдаются карманы, линзы и местные резкие несогласия.

В геологической практике отложения русла реки и называются речными отложениями. Отложения речной долины и половодий обычно определяют как наземные или озерные отложения. Это, конечно, неправильно.

Ошибочно мнение и тех исследователей, которые считают, что в русле реки отлагаются только галечники и грубозернистые пески. Величина речных галек и зерен зависит от скорости течения и размеров реки. В руслах небольших горных рек и на перекатах равнинных рек, где скорость течения значительна, а мощность водного потока невелика, действительно отлагаются галечники и грубозернистые пески, но в мощных больших горных реках переносятся не только галька, но и крупные валуны, а иногда и большие глыбы. Отложения таких рек будут иметь вид брекчий и конгломератов с большими валунами и полуокатанными глыбами.

Наоборот, в руслах медленных больших равнинных рек, в особенности в их нижнем течении, галечники почти совершенно отсутствуют, крупнозернистые пески редки и преобладают тонкозернистые пески, алевролиты и глины. Косая слоистость, характерная для отложений быстрых рек, сглаживается, становится более пологой и часто отсутствует. Такие горизонтально слоистые тонкозернистые осадки обычно принимают за озерные осадки, особенно когда площадь распространения не оконтурена.

Процесс переноса осадков на дне реки, их отложения, образования волноприбойных знаков и косой слоистости в современной реке наблюдал А. А. Вейхер (1948).

Для русловых отложений больших равнинных рек характерно постепенное уменьшение зерна осадка по мере приближения к устью. Весьма полные данные по осадкам Миссисипи получены Невином (Nevin, 1946) на основании изучения 600 образцов из русла и 300 образцов из дельты (табл. 13).

Необходимо отметить, что расстояния зависят от многочисленных извилин. Расстояние по прямой линии от Кэйро до дельты около 700 км. Характерно резкое преобладание песка над другими осадками. Количество всех его фракций колеблется от 70% на 160-м км до 97% на 1440-м км и падает до 19% в дельте, где песок сохраняется только в стрежневой части протоков. Интересно также полное отсутствие гальки в самой нижней части долины реки.

Изменения речных песков в различных частях долин горных и равнинных рек описаны Л. Б. Рухиным (1948). Он приводит также сравнение отложений горных и равнинных рек. Отложения горных рек, например Большой Лабы (М. Ф. Филиппова, 1933), помимо присутствия крупных обломков и галек отличаются большей мелкозернистостью песков, большей угловатостью их зерен и большим количеством взвешенного илистого материала. Пески Волги более однородны, более крупно-

Таблица 13

Механический состав (в процентах) осадков Миссисипи, ниже г. Кэиро (Саиро)
(по Невину, 1946)

Осадки	Расстояние от г. Кэиро в км						Дельта
	160	180	800	1120	1440	1600	
Большие гальки	8	3	6	2	Следы	—	—
Средние гальки	10	2	6	2	»	—	—
Мелкие гальки	11	3	2	1	»	—	—
Грубый песок	30	22	9	8	1	—	—
Средний песок	32	50	16	44	26	9	—
Тонкий песок	8	18	26	40	68	65	6
Очень тонкий песок	Следы	1	2	1	2	4	23
Алеврит	»	Следы	2	1	2	10	60
Глина	»	»	1	Следы	1	10	11

зернисты, более окатаны и содержат меньшее количество глинистых частиц (Вистелиус, 1954).

Краткие сведения о песках различных рек СССР приведены в работе Н. А. Брызгалова и соавторов (1949) и П. И. Фаддеева (1951). Возможно, часть залежей песков, описываемых им, представляет собой дюнные пески. Это обстоятельство еще раз подчеркивает трудность обособления ископаемых русловых и дюнных песков в общем комплексе отложенной речной долины.

Более значителен перенос песков и галек горными реками. Интересные и важные данные в этом отношении приведены в монографии Коллэ (Collet, 1925). В качестве примера рассмотрим перенос взвешенного материала в верхнем течении Роны, происходящего из области оледенения (табл. 14).

Таблица 14

Перенос взвешенного материала в верхнем течении Роны
(по Коллэ, 1925)

Месяц	Взвешенный материал в т	Месяц	Взвешенный материал в т
Январь	3986	Июль	1121605
Февраль	1133	Август	735259
Март	8080	Сентябрь	83094
Апрель	91967	Октябрь	17297
Май	500801	Ноябрь	1776
Июнь	853026	Декабрь	2156
		За год	3420180

Месячные колебания в переносе осадков весьма характерны для всех горных рек, связанных с областью оледенения и интенсивным летним таянием льда. Летний перенос осадков во много сотен раз (до 800—1000 раз для Роны) превышает зимний перенос. Кроме того, летом переносимый материал гораздо крупнозернистее и образуется «волна песка», как образно выразился Коллэ.

Соответственно и в областях накопления осадков, переносимых горными реками, будет происходить ритмичное чередование песчаных и илистых толщ. В отличие от ленточной слоистости, границы между

зимними и летними пачками будут менее резкими, а мощность их гораздо большей (многие метры). Такое сезонное чередование песчаных и илистых пачек наблюдается и в отложениях прошлого, например в неогеновых и четвертичных отложениях предгорий молодых хребтов Средней Азии и Кавказа и в артинских отложениях западного склона Урала.

Мутность воды в горных реках, связанных с областями оледенения, весьма значительна. Максимальная мутность Терека достигает 80—90 г/л. Средняя мутность Аму-Дарья, Ганга, Инда, Терека около 1.5—2.0 г/л, а равнинных рек — Волги, Северной Двины, Оби, Луары — всего 0.5—0.8 г/л. Детальные данные приведены в работе Б. В. Полякова (1934). Количество переносимого реками материала определяет длительность существования искусственных водоемов.

Весьма полные и детальные данные по наносам, переносимым реками во взвешенном, влекомом и растворенном виде, приведены в монографии Г. В. Лопатина (1952).

На основании приводимых им цифр составлена табл. 15.

Таблица 15

Сток взвешенных и растворенных веществ в низовьях рек СССР

Река	Площадь водосбора в тыс. кв. км	Средний сток			Средняя мутность в г/м ³	Средняя минерализованность в г/м ³
		воды в куб. км	взвешенных наносов в млн т	растворенных веществ в млн т		
Кавказ						
Самур	4.0	2.0	8.0	—	4000	—
Сулак	13.4	5.6	19.0	—	3400	—
Терек	43.7	11.0	25.3	3.1	2300	281
Кура	188.0	18.0	36.0	4.4	2000	244
Кубань	61.5	11.0	7.7	2.0	700	177
Средняя Азия						
Аму-Дарья	226.8	42.0	96.7	17.7	2300	422
Сыр-Дарья	218.9	13.5	12.1	6.1	900	432
Теджен	70.6	0.9	2.5	0.4	2800	405
Зеравшан	12.3	3.3	3.3	0.5	1000	150
Или	131.5	14.0	8.8	2.5	600	180
Русская платформа						
Волга	1380.0	225.0	25.5	46.5	100	182
Днепр	503.4	53.0	2.1	8.1	40	153
Дон	422.5	28.0	6.4	6.2	230	222
Печора	326.9	129.0	6.5	5.5	50	42
Нева	282.3	82.0	0.8	2.9	10	35
Западная Сибирь						
Обь	2485.0	394.0	13.4	30.2	34.0	77
Енисей	2600.0	548.0	11.0	29.5	20.0	54
Восточная Сибирь						
Хатанга	346.1	101.0	1.4	9.5	14	94
Лена	2425.0	488.0	11.7	41.3	24	85
Яна	244.7	31.0	3.1	1.0	100	31
Индигирка	360.4	57.0	8.5	3.3	150	89
Колыма	644.4	120.0	4.7	3.6	39	30
Амур	1843.0	346.0	52.0	18.7	150	54

Эта таблица особенно ясно показывает большое различие в мутности ледниковых горных рек (Самур — 4000, Аму-Дарья — 2300 г/м³) и равнинных рек (Волга — 100, Енисей — 20, Нева — 10 г/м³). Весьма

интересны цифры стока взвешенных наносов и растворенных веществ, причем последние нередко превышают первые.

Количество гальки и ее состав зависят от скорости течения и от характера берегов. Так, например, Кайё (Сауеих, 1929) указывает, что в реках Франции, в частности в Луаре, состав галек резко различен в отдельных частях течения реки. Он изменяется в зависимости от состава пород, слагающих долину реки в данном участке, и от состава пород, слагающих бассейны притоков. Так,

например, между Ле Пюи и Сент-Этьеном широко распространены черные гальки, образованные в результате разрушения массива вулканических пород, которые здесь размываются Луарой. Немного ниже черные гальки уменьшаются в размерах и совсем исчезают, замещаясь гальками из пород филлитовой серии. Последние в свою очередь замещаются гальками третичных пород, затем гальками юрских пород, гальками из меловых кремней и т. д. Гальки отлагаются, не доходя до устья, в нижнем течении Луары; уже в ее устьевой части развиты только песок и ил.

Подобная картина наблюдается в нижнем течении больших равнинных рек — Волги, Дуная, Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Здесь галечники также отсутствуют, и подавляющая масса осадков отличается

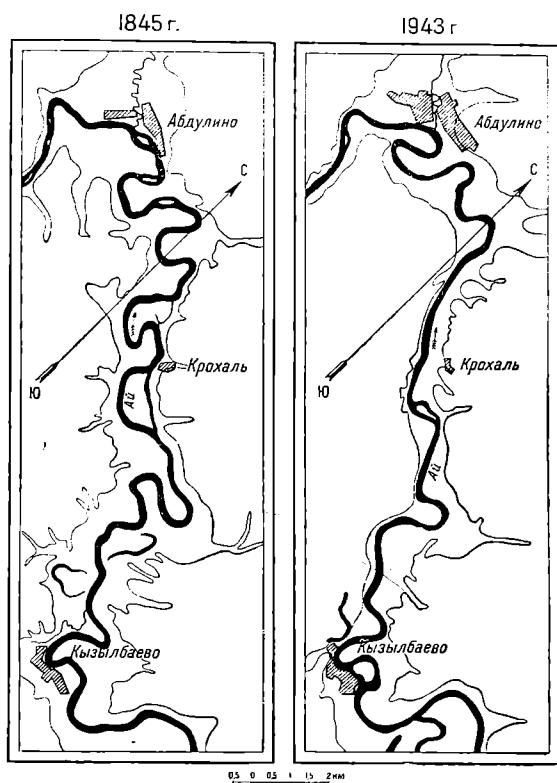


Рис. 28. Перемещение русла р. Ай по картам 1845 и 1943 гг. По Н. Г. Чочиа.

тонкозернистостью. Так же, как и в Миссисипи, наиболее тонкозернистые осадки отлагаются в их дельтах.

Таким образом, грубозернистость осадков, часто присущая русловым отложениям, не обязательна, и в больших реках на протяжении многих сотен километров грубозернистые осадки отсутствуют. Такие русловые осадки, отличающиеся своей тонкозернистостью, в ископаемом состоянии не известны, скорее всего потому, что они принимаются за озерные отложения.

Характерна форма тела русловых отложений, имеющая вид изгибающейся полосы, соответствующей положению русла реки. В поперечном сечении оно имеет вид линзы, врезанной в нижележащие отложения. Мощность таких линз невелика, так как русло реки постоянно изменяет свое положение, смещаясь по ее долине (рис. 28). Оконтуривать ископаемые русла реки очень трудно и возможно только

при проведении больших горных или буровых работ. Так было установлено русло девонской реки в Тихвинском районе, описанное Е. П. Брунс (1939).

Надо иметь в виду, что русловые отложения не всегда врезаются в нижележащие. В нижних частях течений реки, несущие большие количества осадков, начинают их откладывать, особенно у берегов, где течение замедляется. Вследствие этого русло реки может быть расположено на несколько метров выше прилегающей равнины и поперечное сечение русловых отложений будет иметь форму линзы с выпуклостью, обращенной кверху.

Другим характерным признаком русловых отложений служит с в о б р а з н а я к о с а я с л о и с т о с т ь, вызываемая быстрым, постоянно меняющимся течением. Этот признак встречается очень часто, но не всегда. В прямых широких и глубоких плёсах слоистость в отлагающихся илистых осадках будет горизонтальной, правильной.

Хорошей иллюстрацией этого положения служит зарисовка разреза песчаной отмели, существовавшей у слияния р. Роны с ее притоком р. Арвой (рис. 29). На зеленатых среднезернистых русловых песках с характерной постоянно изменяющейся косой слоистостью залегает небольшая пачка горизонтально лежащих, тонко- и правильно слоистых тонкозернистых песков, представляющих собой отложения половодий. На их слегка размытой поверхности лежат пески, местами с галькой, снова неправильно и косослоистые отложения стречневой части русла реки.

Получившееся чередование песков с косой и горизонтальной слоистостью тождественно с чередованием, характерным для осадков временных потоков, по Ю. А. Жемчужникову (1926).

С о с т а в п р е с н о в о д н о й ф а у н ы, в частности моллюсков, может дать некоторые указания для обособления русловых осадков, но только после детального и полного их изучения. Моллюски, обитающие в условиях быстрого течения, обладают более тяжелой, массивной раковиной, а пелециподы — хорошо развитым замком. Среди унициид будут преобладать *Unio*, тогда как *Anodonta* более свойственны озерам. Указания по распространению фауны приведены в работах В. И. Жадиной (1933, 1940, 1948) и Б. С. Соколова (1939).

О т л о ж е н и я р е ч н о й д о л и н ы включают в себя отложения речных русел, половодий, стариц, болот, озер, небольших конусов выноса боковых притоков и эоловые дюнные пески. Литологически преобладают пески, но много и глины; нередко галечники. Встречаются скопления растительных остатков, переходящих в торф и уголь. Местами наблюдаются мергелистые осадки и слоистые и массивные туфовые известняки. Слоистость самая различная, быстро меняющаяся, в зависимости от разных условий образования осадков. Различна и мощность, обычно колеблющаяся в пределах нескольких десятков метров, реже измеряющаяся сотнями метров. Остатки животных встречаются довольно часто

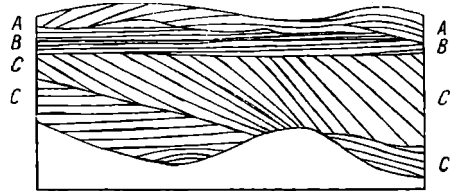


Рис. 29. Разрез песчаной отмели на р. Арве у впадения ее в Рону. По И. В. Мухометову, 1906.

AA — слои песка и галек; BB — тонкие слои мелкозернистого песка; CC — слои зеленатого песка.

и принадлежат речным, озерным, наземным и воздушным формам. Изредка встречаются скопления костей наземных позвоночных, гибнущих в болотах или во время наводнений.

Состав комплекса отложений речной долины резко изменяется в зависимости от типа реки, ее размеров, географического положения и от того, в какой части течения реки он отлагался. Отложения Терека и Колорадо резко отличаются от отложений Волги и Миссисипи. Отложения Нила близки к отложениям Аму-Дарьи, но резко отличаются от отложений Енисея. Отложения среднего течения Амазонки не имеют ничего общего с отложениями Лены. Наконец, даже в долине одной реки, например той же Лены, отложения верхнего, среднего и нижнего течений различны.

Неодинакова и долговечность речных отложений. Отложения горных рек известны почти исключительно четвертичного и неогенового возраста. Отложения рек материков известны мезозойского возраста, и только отложения нижних течений равнинных рек сохраняются начиная со среднего палеозоя. Они же встречаются наиболее часто. Речные отложения нижнего палеозоя и докембрия неизвестны. Вообще возникает сомнение в существовании в то время рек. Весьма возможно, что их не было, и вся эрозия производилась временными потоками.

Долины современных и четвертичных рек почти всегда имеют террасы. Это одно из самых распространенных современных явлений. В то же время ископаемые террасы, покрытые другими отложениями, неизвестны.

В качестве примера комплекса речных отложений среднего течения большой равнинной реки рассмотрим отложения в долине р. Оки, у Мурома. Левый берег реки крутой, обрывистый, высотой до 60—80 м. Нередко он сползает, и у его кромки лежит неправильно холмистая полоса оползших юрских и четвертичных отложений шириной до 1—1.5 км. За этой полосой, а там, где ее нет, у самого обрыва начинаются пески, вернее песчаные отмели шириной тоже до 1—2 км. На них местами сохраняются протоки, небольшие озера и лужи, дно которых покрыто тонким слоем ила. Поверхность песков неровная, покрытая большими песчаными волнами, аналогичными увеличенным волноприбойным знакам. Отмель во время половодья не видна, так как покрыта водой.

За отмелью, а иногда у самого обрыва протягивается русло реки шириной 0.5—0.75 км. Дно русла неровное, покрытое песком и мелкой галькой или щебнем. На таком хрящевом дне держится стерлядь. В глубоких омутах отлагается черный ил, обогащенный растительными остатками. Правый берег русла представляет собой небольшой обрывчик высотой 3—4 м. В стенах этого обрывчика хорошо виден разрез отложений русла (косослоистые линзовидно залегающие пески и мелкие галечники), стариц и болот (глины и торф), а также суглинки современной и ископаемой почв.

За обрывчиком начинаются громадные заливные луга, простирающиеся на несколько километров. На этих лугах располагаются многочисленные небольшие озера и болота и большие пзвивающиеся старицы. На повышенных участках растут небольшие рощицы лиственных деревьев.

За лугами следует полоса борových песков и высоких террас шириной около 10—12 км. Она почти вся заросла лесом: на дюнных песках — соснами, на террасах — лиственными деревьями. И в этой полосе нередко встречаются болота и озера. Противоположный, правый, берег долины р. Оки такой же высокий, обрывистый, как и левый, но издали он едва виден; ширина всей долины 15—20 км.

Нижняя часть долины р. Волги — от Сталинграда до дельты — подробно описана И. И. Плюсиным (1936). Ее длина около 400 км, ширина 15—35 км. Глубина врезания долины — над меженным уровнем реки, у Сталинграда около 80, ближе к дельте — 50 и в самой дельте — 10—20 м. Глубина реки достигает 20, высота поймы 10 м. Это определяет мощность современных отложений в 30—40 м. Количество ежегодно приносимой воды 300 куб. км; в ней содержится около 10 млн куб. м твердых осадков.

Большая часть долины представляет собой пойму, затопляемую во время половодий, но возвышающуюся над меженным уровнем реки на 7—10 м у Сталинграда, на 3—4 м у Астрахани и на 0.5 м у моря. Высота подъема воды в половодье у Сталинграда 7 м, у Астрахани 3 м и у моря 0.2 м. У правого, коренного, берега проходит русло Волги; у левого —

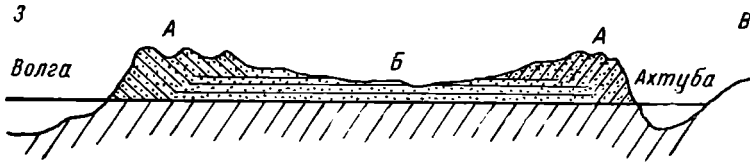


Рис. 30. Пойма Волги—Ахтубы. По И. И. Плюсину, 1936.

А — прирусловые пески, косослоистые; Б — горизонтально слоистые глины и алевриты половодий.

русло Ахтубы. Эти русла соединены большим количеством протоков — ериков, проранов, прорв, а также старыми протоками — старицами, озерами и ильменями. Вследствие этого вся пойма расчленяется на длинные острова различных размеров и форм.

Те части поймы, которые примыкают к руслам Волги, Ахтубы и больших протоков, наиболее подняты, до 7—10 м, и сложены грубозернистым песком. Центральные участки поймы понижены и сложены тонкозернистыми песками и алевритами там, где во время половодий развиты течения, и глинами там, где во время половодий образуются застойные бассейны.

Водные потоки и бассейны постоянно и быстро меняют свое положение и очертания. В связи с этим речные отложения состоят из непрерывно чередующихся линзовидных пластов наземных и водных осадков. Характерной особенностью всех этих осадков, по И. И. Плюсину (1936), служит хорошо развитая горизонтальная слоистость.

Среди отложений долины Волги и Ахтубы он выделяет два типа — русловые и пойменные, постоянно и резко сменяющие друг друга в разрезах. Русловые отложения состоят преимущественно из песков; в северной части долины они нередко грубозернистые и иногда переходят в мелкий гравий. Южнее гравий исчезает, пески становятся тонкозернистыми, а в дельте среди них появляются алевриты и даже глинистые прослои. Пески нередко косослоистые. Вследствие непрерывного смещения русла Волги слева направо зона русловых песков также непрерывно сдвигается и образует сплошной песчаный фундамент, на котором располагаются современные русла и глинистые отложения поймы (рис. 30).

Такое подстилание речными русловыми песками послеледниковой эпохи современных более глинистых отложений описывается ниже и для Аму-Дарьи. Оно нередко объясняется большими многоводностью и скоростью течения в реках в начале послеледниковой периода по сравнению с современной эпохой. Однако подобное объяснение скорее всего неверно.

Более вероятно и естественно объяснить это явление сдвижением русла реки с заполнением всей долины русловыми песками.

Пойменные отложения более разнообразны. По краям поймы развиты насыпи и валы песков, намытых во время половодья. В центральной части поймы отлагаются то слоистые тонкозернистые пески и алевриты, то глины более плотного, иногда зернистого строения. В заболоченных старицах происходит накопление осадков, обогащенных органическими веществами. Поскольку вся долина располагается в степной, полупустынной области, то постоянно дующие сильные ветры образуют дюны, сложенные золотыми песками. Особенно хорошо они развиты ближе к дельте. Вблизи коренных берегов, в устьях сухих оврагов, образуются конусы выносов временных потоков, довольно далеко вдающиеся в пойму.

Таким образом, и для Волги существует тот же сложный и разнообразный комплекс отложений, который был отмечен выше для долины Оки. В заключение следует еще раз отметить, что в отложениях реки преобладает горизонтальная слоистость; косая слоистость развита только в русловых отложениях, да и то далеко не везде.

Долина р. Черемшан, небольшой равнинной реки, левого притока Волги, впадающего в нее ниже Камы, описана Г. В. Обедиентовой (1949). Длина Черемшана около 150 км; средняя ширина русла 40—50, обычно не больше 100 м. Падение русла 0.3 м на 1 км. Глубины незначительные и крайне непостоянные. Песчаное дно находится в состоянии непрерывного движения. Характерно полное отсутствие в отложениях русла грубого обломочного материала — гальки и гравия. Всюду развиты мелкозернистые чистые пески. Присутствует незначительное количество илистых частиц.

Бурение показало, что общая мощность современных и четвертичных отложений, представленных одним аллювием, достигает 30—50 м.

Пойма сопровождает русло реки полосой шириной в 200—500 м; высота ее не больше 2—3 м. Поверхность поймы песчаная, бугристая. Сложена она теми же отложениями, что и русло реки — мелко- и среднезернистыми песками с незначительным содержанием глинистых частиц.

Первая терраса в среднем течении, высотой в 5—7 м, незатопляется половодьем. В нижнем течении она имеет высоту 3—4 м и затопляется половодьем. Г. В. Обедиентова называет ее высокой поймой. Ширина ее довольно постоянна — 8—10 км. Поверхность поймы покрыта лесами, местами лугами и пашнями и несет ясные следы блуждания русла в виде стариц, иногда достигающих нескольких километров в длину. Часто встречаются боровые пески, образующие неправильные бугры и двускатные гребни высотой до 10—15 м. Между ними располагаются заболоченные участки и торфяники. Мощность торфа местами достигает 2.5 м. Терраса сложена сверху лёссовидными суглинками с журавчиками и линзовидными прослоями песка мощностью до 4 м. Ниже залегают мелкозернистые светлые слоистые пески.

Вторая терраса целиком остепнена, утратила следы блуждания русла и значительно размыта притоками. Сливается с первой террасой постепенно или отделена нерезким уступом высотой 1.5—2 м. Бурение на ее поверхности показало местами мощность аллювия до 30 м. Ширина террасы 7—10, иногда достигает 18—20 км. Сложена она вверху лёссовидными коричневатыми суглинками, внизу песками и супесями различных цветов и слоистости. Почвенные горизонты, обычные в первой террасе, здесь неизвестны.

Общая ширина аллювиальных отложений, судя по карте в работе Г. В. Обедиентовой (1949), составляет около 20—25 км. Мощность, как уже было сказано, не больше 30—50 м.

Для средних течений наших больших равнинных рек — Волги, Оки, Камы, по данным С. Н. Никитина (1899), характерны следующие типы отложений.

1. Светлые, белые, сероватые или желтоватые пески, с довольно крупными перебитыми зернами. Местами из-за пропикновения окислов железа они окрашиваются в красноватые и буроватые цвета. Фауна редка, встречается в глинистых прослойках и представлена *Unio* и *Cyclas*. Примесь гравия и гальки встречается редко.

2. Глины двух типов: серые или темносерые и шоколадные или кофейные. Окраска первых зависит от большей или меньшей примеси обуглившихся растительных остатков. Примесь окислов железа придает зеленоватый и красноватый оттенок; изредка встречаются стяжения и включения вивианита. Часто наблюдается примесь песка и карбонатов. При увеличении примеси карбонатов глины переходят в мергели. Серые глины отлагаются в затонах и старицах.

Шоколадная или кофейная глина слагает довольно мощные пласты, обнажающиеся в обрывах пойменных берегов больших рек. Они образуются за счет переотложения на поймах во время половодий продуктов размывания бурых и шоколадных четвертичных суглинков, слагающих водораздельные участки бассейнов рек. Нередко эти глины обладают тонкой и правильной слоистостью, причем на 1.0—1.5 м приходится до 1000 прослойков. Встречающаяся фауна состоит из пресноводных и наземных моллюсков, иногда последние преобладают.

3. Торфяники, представленные неправильными линзовидными прослоями торфа и углистых глин, встречаются часто и представляют собой отложения зарастающих стариц и болот, широко распространенных на пойме.

4. Туфовидные известняки (или гаж) глинистые желтоватые, нередко железистые, образуются, подобно торфяникам, в замкнутых котловинах; более детально они описаны на стр. 22.

5. Болотная железная руда встречается сравнительно редко в виде небольших линзовидных пропластков.

Отложения долин рек и колебания базиса эрозии. Существует ошибочное мнение, что поднятие базиса эрозии вызывает накопление осадков по всей речной долине. На полную необоснованность этого положения правильно указал П. С. Макеев (1941). Он подчеркнул, что повышение базиса эрозии, будет ли это уровень открытого моря или замкнутого бассейна, вызовет только превращение части речной долины в эстуарий, губу или залив. В остальной части речной долины существенных изменений в составе отложений не произойдет.

П. С. Макеев (1941) считает, что накопление речных отложений происходит в двух направлениях.

1. Накопление отложений половодий. П. С. Макеев приводит ряд цифр, иллюстрирующих размеры поднятия паводковых вод и размеры перекрываемой ими площади. В отдельных случаях высота поднятия достигает 20—30 м, например на Лене, в 450 км выше устья, она равна 32 м; на Енисее, ниже Дудинки, — 27—28 м, на Нижней Тунгуске — 30 м.

2. Заполнение русла, глубина которого доходит до 50—70 м; например глубина русла Амазонки в равнинной части 70 м, Дуная у Железных ворот — 50 м; Енисей — 30—40 м. Складывая цифры, указанные

в 1-м и 2-м случаях, П. С. Макеев получает суммарную мощность речных отложений в несколько десятков метров, а в отдельных случаях — 80—100 м. Эти мощности действительно приближаются к измеренным мощностям речных отложений платформ, находящихся в сравнительно неподвижном состоянии.

В подвижных областях, в которых происходят горообразовательные процессы, связанные со складчатыми и глыбовыми движениями, мощность речных отложений резко увеличивается, достигая у подножия хребтов многих сотен, а иногда и нескольких тысяч метров. Сиваликская серия, залегающая у подножия Гималаев, достигает 6000 м.

Основной причиной накопления мощных толщ речных отложений служит резкое изменение скорости течения реки при выходе из гор в прилегающую равнину. Кроме того, необходимо, чтобы происходило опускание области накопления — предгорной равнины — или поднятие области разрушения — горного хребта.

Примером, иллюстрирующим отмеченные выше положения, может служить Аму-Дарья с ее составляющими. Ее базис эрозии — оз. Сары-Камыш и Аральское море — неоднократно испытывал значительные колебания уровня, но эти колебания совершенно не отразились в разрезе не только горных и предгорных речных отложений, но даже в разрезе речных отложений нижнего течения Аму-Дарьи.

Все низовье Аму-Дарьи, начиная от Керков и до устья, отличается равномерным течением и располагается в пределах неогеновой платформы, не испытывавшей колебательных движений в продолжение всего неогена. Соответственно ее отложения на всем этом громадном участке отличаются однородностью и небольшой мощностью — около нескольких десятков метров.

У подножия горных хребтов горные реки — притоки и составляющие Аму-Дарьи — отложили громадные толщи конгломератов и песчаников мощностью 2000—3000 м. Наконец, сами горные хребты представляют собой область разрушения. Образующиеся отложения речных долин, конусов выноса и озер подпруживания размываются и сносятся вниз на предгорные равнины.

Отложения половодий. В нижних течениях больших равнинных рек берега низкие, пологие. Русло реки и отмели окаймляются небольшими обрывчиками высотой в несколько метров. За ними следует широкая долина, едва заметно повышающаяся к водоразделам. Поэтому во время половодий вода затопляет громадные пространства шириной во много десятков километров. Достаточно большие площади покрываются водой и в средних течениях равнинных рек.

Осадки половодий отличаются тонкозернистостью. Они представлены тонкозернистыми песками, алевролитами и глинами. Присутствие зерен песка придает осадкам пористость. Это в связи с высоким содержанием щелочей и органического вещества делает их исключительно плодородными. Цвет их коричневатый и желтоватый, реже сероватый.

Толщи осадков различны. Мощность осадков одного половодья невелика. Повидимому, наибольшая величина, известная для Аму-Дарьи, по данным Грулева (1900), составит 16—20 см. Мощность слоя осадков половодья в долине Нила составляет около 0.1 см. Вследствие того, что половодья повторяются почти каждый год, мощность их осадков должна была бы возрастать очень быстро — за 1000 лет 10—15 м. Однако выдувание ветром, снос дождевыми водами, перерабатывание растениями и животными значительно уменьшают их мощность.

Весьма характерна тонкая горизонтальная слоистость типа озерной, но вследствие выветривания не с такими резкими и гладкими поверхностями напластования.

В ископаемом состоянии осадки половодий почти неизвестны, так как их считают озерными отложениями, на которые они похожи.

Интересны данные, приводимые Кайё (Cayeux, 1929), о песках половодий Сены, Луары и Нила.

Песок Сены собран на бережной в Париже после наводнения 1926 г. Песок серого цвета с белыми включениями в основном обломков известняка и современных и ископаемых раковин. Соответственно очень высокое содержание извести, достигающее 32.6%.

Размеры угловатых, плохо окатанных кварцевых зерен колеблются от 1.0 до 0.01 мм; преобладающие размеры зерен 0.4—0.25 мм. Количество тяжелых минералов составляет 0.89%, среди них преобладают циркон и турмалин.

Песок Луары отложился в окрестностях Нанта во время разливов 1919 и 1920 гг. Он светлокоричневого цвета, тонкозернистый и мало слюдястый. Своеобразно высокое содержание в нем глинозема и щелочей (табл. 16), вследствие чего песок обладает высокой плодородностью.

Кварцевые зерна угловатые, весьма различных размеров — от 0.75 до 0.05 мм; преобладают мелкие зерна. Количество тяжелых минералов значительное — 3.7%. Состав их очень разнообразен, чаще всего встречаются магнетит и пироксен.

Песок Нила представлен образцом, взятым с правого берега у Абу-Кургаса в Верхнем Египте. Он отличается значительной примесью золотого материала, состоящего из полированных и округлых зерен иногда с шагреновой поверхностью.

Кварцевые зерна весьма различных размеров — от 1.0 до 0.01 мм; преобладают более крупные — от 1.0 до 0.5 мм. Количество тяжелых минералов составляет 2.9%. Среди них преобладают авгит, магнетит, амфибол и хлорит. Органическое вещество отсутствует.

Таблица 16

Состав песка и ила половодий

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Органическое вещество
Песок Луары . . .	76.70	13.48	0.92	1.40	0.74	3.41	1.75	Следы	Следы	—	—
Ил Нила . .	53.95	15.54	10.16	5.50	3.29	1.20	1.85	»	1.00	4.74	2.36
Ил Нила . .	45.10	15.95	13.25	4.85	2.64	1.95	0.85	—	—	15.54	—

Ил Нила (табл. 16), также происходящий из Абу-Кургаса, в свежем виде шоколадно-коричневый с сильным запахом органического вещества. В сухом виде коричневатого-серого цвета, землистый рыхлый, слабо вскипающий от соляной кислоты.

Характерно большое количество тяжелых минералов, достигающее 9.37%. Состав их такой же, как в первом образце. Размеры зерен от 0.2 до 0.001 мм, но преобладают зерна меньше 0.05 мм. Органические остатки отсутствуют.

Интересные данные о половодьях Желтой реки (Хуанхэ) приводит Вонг (Wong, 1931). Они суммированы в табл. 17.

Таблица 17

Ежемесячный расход и количество мути в Желтой реке
(по Фриману, за 1919 г.)

	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Вес мути в %	—	—	—	—	0,5	0,77	1,5	5,0	3,0	1,0	1,0	0,7
Объем мути в %	0,21	0,21	0,21	0,21	0,35	0,5	1,05	3,5	2,1	0,7	0,7	0,5
Расход воды в м ³	500	500	500	600	400	1000	3500	3500	1500	1000	1800	800

Средняя годовая веса мути 1.23%; объема мути — 0.85%; расхода воды — 1216 куб. м. Общий объем мути, ежегодно переносимой Желтой рекой, достигает 326 млн куб. м, вес мути — 473 млн т, а для всей системы ее бассейна — 505 млн т.

Для иллюстрации размывающей силы рек Вонг (1931) приводит следующие данные (табл. 18).

Таблица 18

Размывающая сила рек
(по Вонгу, 1931)

Реки	Площадь дренажа в кв. милях	Количество переносимого материала за год в т	Время, необходимое для понижения на 30 см, в годах
Миссисипи	1214000	406250000	4170
Рио Гранде	30000	3380000	19900
Уругвай	150000	14782500	14100
Рона	34800	36000000	1120
Дунай	320300	108000000	3390
Нил	1100000	54000000	28600
Иравадди	125000	291430000	600
Хуанхэ	1151000	505000000	1000

В нижнем течении Хуанхэ протекает по области развития ранее отложившегося лёсса, который интенсивно размывается. Общая площадь, занятая лёссом, равна 209 000 кв. км. Для размывания всего лёсса требуется всего 40 000 лет.

В связи с интенсивным размыванием лёсса состав мути в Хуанхэ очень близок к составу лёсса (табл. 19).

Велико сходство лёсса и мути также по механическому составу. Анализ мути показал, что около 80% ее обладает величиной зерен между 0.025 и 0.125 мм; остальные 20% мути имеют величину зерен, расположенную выше и ниже этих пределов.

Значительная часть мути отлагается во время половодий в долинах реки Хуанхэ и ее протоков и притоков, а также в их дельтах. При этом образуется порода, по химическому и механическому составу очень близкая к лёссу. Эту породу у нас часто называют речным, или аллювиальным, лёссом, или лёссовидным суглинком. Скорость ее накопления весьма значительна: в среднем около 30 см за 200 лет. Для накопления отложений долины Хуанхэ со средней мощностью 30 м потребовалось 20 000 лет, т. е. тот срок, который прошел после эпохи оледенения.

Таблица 19

Химический состав лёсса и мути в Хуанхэ
(по Вонгу, 1931)

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO ₂	SO ₃	CO ₂	TiO ₂
Лёсс												
Наименьшее содержание . . .	59.28	9.12	0.79	0.21	8.76	2.28	1.47	1.05	—	—	—	—
Наибольшее содержание . . .	69.89	12.60	3.65	1.54	14.63	2.98	2.90	2.35	—	—	—	—
Среднее содержание	64.30	11.23	2.40	1.22	9.96	3.50	2.34	1.48	—	—	—	—
Муть												
Половодье . . .	51.27	19.67	4.80	—	10.60	3.62	—	—	0.1	—	11.87	0.53
Низкая вода . .	64.69	11.44	3.55	—	6.55	2.12	—	—	0.09	—	7.45	0.44

Во время очень больших половодий количество отлагающейся мути бывает необыкновенно велико. Во время половодья 1898 г. дамбы у Цинана были прорваны и вода затопила прилегающую равнину. При этом на площади в 500 кв. км мощность отложившегося ила и песка колебалась от 0.6 до 3.0 м, в среднем она составляла около 0.9 м. Отложившиеся песок и ил были не простым осадком, оставшимся после ухода воды, а мощным потоком жидкого ила, ринувшимся со дна реки.

Во время наводнения 1855 г., когда река Хуанхэ блуждала на площади около 15 км шириной, количество отложившегося осадка достигало еще больших размеров, а мощность его доходила до 2.5—3.0 м.

Известные данные о содержании мути в воде Аму-Дарьи близки к таковым для Хуанхэ. Так, Грулев (1900) указывает, что содержание мути в воде во время половодий Аму-Дарьи составляет 0.4% от общего веса. Для Хуанхэ содержание мути равно 0.85%.

Ф. И. Левченко (1912) приводит для Аму-Дарьи следующие данные, по наблюдениям у Нукуса (табл. 20).

Таблица 20

Годовое количество воды и ила в Аму-Дарье
(по Ф. И. Левченко, 1912)

Месяцы	Миллионы куб. метров воды	Миллионы кг сухого ила	1 м ³ воды содержит кг ила
Октябрь	3165.869	2832.408	0.89467
Ноябрь	2566.080	1695.948	0.66091
Декабрь	2399.846	1371.946	0.57168
Январь	2531.088	1287.691	0.50875
Февраль	2675.635	514.284	0.19221
Март	2078.438	1590.939	0.76545
Апрель	2524.608	3298.654	1.30666
Май	3428.352	3319.330	0.96820
Июнь	4629.312	10313.191	2.22780
Июль	6985.267	23719.169	3.39560
Август	7708.435	16258.175	2.10914
Сентябрь	4787.424	6267.694	1.30920
За год	45480.354	72469.429	1.24252

Из таблицы отчетливо видно возрастание в 10—14 раз содержания ила в месяцы половодий по сравнению с зимними месяцами. Подсчет показал, что этого количества достаточно для ежегодного отложения слоя ила мощностью 0.7 мм на поверхности Хивинского оазиса, т. е. за 1000 лет отлагается 0.7 м ила.

В сухом состоянии ил представляет собой мучнистую, пепельно-коричневую массу следующего механического состава (табл. 21).

Таблица 21

Механический состав ила Аму-Дарья и Аракса (в процентах)

(по Ф. И. Левченко, 1912)

Ил	Диаметр частиц в мм						Меньше 0.001
	1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	
Взвешенный ил Аму-Дарья . . .	0.00	0.00	3.01	9.25	58.30	12.22	16.00
Ил, осадившийся в арыке	0.02	0.09	2.65	6.48	57.70	10.93	18.96
Ил р. Аракс	0.00	0.14	2.56	4.86	56.03	13.34	17.26

Результаты растворения 10-процентной солянокислой вытяжки при 10-часовом нагревании показаны в табл. 22.

Таблица 22

Состав растворимых веществ ила Аму-Дарья и Аракса (в процентах)

(по Ф. И. Левченко, 1912)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃	Na ₂ O+ K ₂ O
Аму-Дарья	0.19	7.30	4.50	0.12	10.00	2.60	0.12	0.16	—
Аракс	0.27	9.39	5.65	—	8.40	3.10	0.21	0.07	0.73

Ил тихих французских рек, таких как Сена и Сомма, описан Буркартом (Bourcart, 1941). Вдоль берегов этих рек отлагается ил, тождественный с илом заводей и стариц и аналогичный илу эстуариев. Во время половодий образуется осадок, отличающийся только большей примесью песчаных частиц. Цемент состоит из органического вещества.

В реках Северной Африки ил более вязкий вследствие того, что цемент состоит из тончайших зерен водных окислов железа.

Явления, происходящие в речных руслах, движения водных потоков, перенос осадков хорошо освещены в ряде советских монографий, среди которых можно назвать монографии Б. А. Аполлова (1952), М. А. Великанова (1948, 1949), К. В. Гришанина (1952), Г. В. Лопатина (1952), В. А. Приклонского (1952), Г. И. Шамова (1949, 1951) и отдельные работы А. В. Волина (1946), В. В. Ламакина (1948, 1950, 1; 1950, 2), Г. В. Лопатина (1950). Речные отложения описаны в монографиях Е. В. Шандера (1951) и Ю. А. Билибина (1938) и в работах Д. М. Коненкова (1946), А. А. Кухаренко (1947), Н. И. Николаева (1947), Е. В. Шандера (1950).

В зарубежной литературе можно отметить сводку Парде (Pardé, 1947); описания речных отложений отдельных рек — Нила (Ball, 1939), Юкона (Eardley, 1938), Колорадо (Mc Kee, 1938), Мэкензи (Kindle, 1918), Миссисипи (Russel, 1937), Янцзы (Hanson-Lowe, 1939), Рейна (Edelman, 1938), Фирис, Швеция (Hjulström, 1935), Роны (Lugeon, 1938, 1939).

Общим вопросам речных потоков и переноса осадков посвящены работы: Нарт, 1940, 1944; Quirke, 1945; Rehbock, 1929; Rubey, 1933; Straub, 1939—1940, 1942; Zingg, 1935.

Геологическое распространение и примеры речных отложений. В противоположность озерным, речные отложения в ископаемом состоянии мало известны. Это объясняется отчасти малой изученностью, отчасти сравнительно небольшим распространением их.

Четвертичные речные отложения наиболее хорошо обнажаются в руслах современных рек, размывающих свою старую долину (рис. 31). Если же в долине реки происходит только накопление, как, например, в нижних частях течений Теджена и Мерва, то четвертичные речные отложения можно изучать только в искусственных обнажениях.

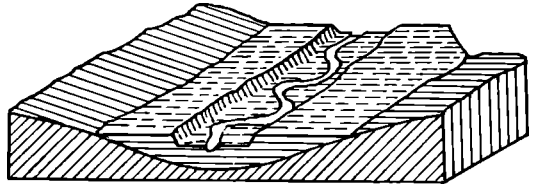


Рис. 31. Выполнение долины речными отложениями и последующие образования террасы.

Характер четвертичных речных отложений весьма разнообразен и всецело зависит от характера речной долины. В долинах горных рек, как это хорошо видно в разрезах террас, преобладают галечники и плохо окатанные обломки; часто встречается грубозернистый песок; тонкозернистые осадки наблюдаются редко в виде линз и небольших прослоев. Громадные количества мути и тонкого песка, переносимые горными реками, почти не отлагаются в горных долинах, а целиком выносятся в море или на равнину.

Осадки равнинных рек резко отличны от осадков горных рек. Они почти всецело состоят из тонкозернистых отложений — песков, глинистых песков и глин. Примером могут служить отложения Аму-Дарьи, по данным Вальтера (Walther, 1898). При постройке железнодорожного моста через Аму-Дарью у Чарджоу были пробурены 9 скважин до глубины 50 м. Разрезы этих скважин и образцы грунта были исследованы Вальтером, отметившим очень интересный факт, а именно то, что амударьинские отложения достигают глубины от 10 до 23 м, ниже под ними залегают желтые и красноватые наземные барханные пески, переслаивающиеся с лёссом (рис. 32). Детальное исследование речных отложений показало, что они характеризуются темным, иногда слегка шоколадным или темнофиолетовым цветом и большим разнообразием, но всегда тонкозернисты. Только один раз был встречен прослой грубозернистого песка и иногда попадались гальки, вероятно занесенные льдом. Остатки раковин почти отсутствуют, и только в одной пробе попался обломок *Unio*.

Подобные темносерые или буроватые тонкозернистые песчано-глинистые отложения слагают, по моим наблюдениям, и берега Сыр-Дарьи у Кызыл-Орды (бывш. Перовска).

В. Н. Кунин (1947) описал ряд новых скважин, заложенных в районе Чарджоу. Скважины подтвердили, что мощность отложений Аму-Дарьи не превышает 24—28 м. Под ними лежат уплотненные глины и песчаники

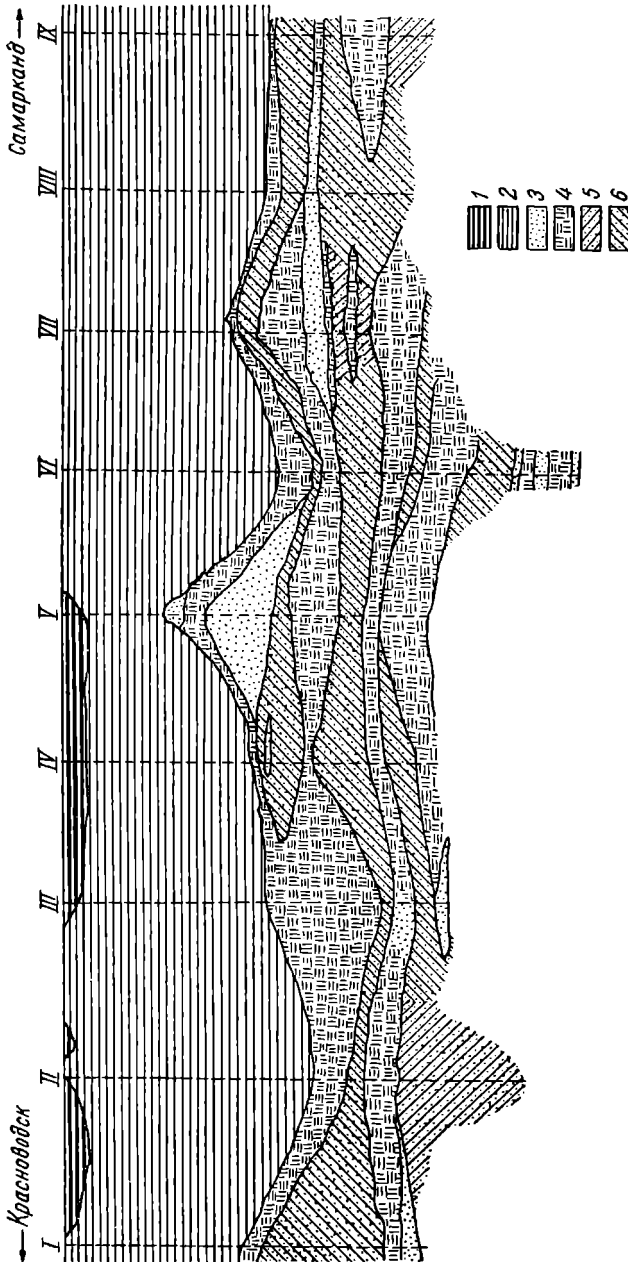


Рис. 32. Разрез отложений в долине р. Аму-Дарьи у Чарджоу. По И. Вальтеру, 1898.

1 — вода; 2 — речной ил; 3 — песчаный лёсс; 4 — лёсс; 5 — красный дюнный песок; 6 — белый дюнный песок.

каракумской свиты. Вдали от современного русла речные отложения уже не перекрываются золовыми песками. Так, например, у ст. Барханы, в 15 км к западу от Чарджоу, в скважине наблюдался следующий разрез (сверху вниз):

Песок грязно-желтый мелкозернистый однородный, барханный	9.47 м
Песок серовато-желтый, мелкозернистый	16.69 »
Неогеновая глина желто-серая плотная	3.43 »
Песчаник желтый	1.67 »

В других скважинах также преобладают пески серые, светлосерые, стально-серые, желто-серые, чаще мелкозернистые, нередко мелистые, реже среднезернистые и грубозернистые. Вверху разреза местами наблюдается слой лёссовидного суглинка мощностью 1.0—1.5 м. Нижняя часть разреза обычно сложена одними песками; это хорошо видно и на рис. 32. Интересно отметить в верхней части разреза, т. е. в отложениях современной эпохи, резкую смену плотных неогеновых глин и песчаников рыхлыми амударьинскими песками и вторичную смену песков суглинками и супесями. Эти изменения указывают на то, что долина Аму-Дарьи сместилась в ее современное положение очень быстро, почти внезапно.

В. Н. Кунии (1947) приводит также суммарные механические анализы осадков Аму-Дарьи. Средний механический состав 79 образцов песков из буровых скважин следующий: фракция 1.0—0.5 мм — 8%; 0.5—0.2 — 44%; 0.2—0.1 — 22%; 60 образцов из донных наносов показали: 1.0—0.5 мм — 11%; 0.5—0.2 — 54%; 0.2—0.1 — 33%; 44 образца взвешенных наносов показали содержание фракции меньше 0.001 — 60%. На основании результатов этих анализов можно сделать вывод, что скорость течения и многоводность Аму-Дарьи все время были одинаковы и за последнее время скорее даже увеличились. Верхние лёссовидные глины и суглинки образовывались вне русла реки, во время половодий.

Отложения Аму-Дарьи выше Чарджуу, в районе между Келифом и Керками, отличаются присутствием прослоев грубозернистого песка с гравием и гальками. По данным Ф. И. Левченко (1912), гальки состоят из полевошпатовых пород (очевидно, гранита и гнейсов), черных сланцев, известняка, кремня и других темноцветных пород, а также кварца. Более точно эти гальки определены А. В. Сидоренко по образцам, выдутым ветром из караумской свиты.

Галечниковые горизонты залегают на глубине 3 м и глубже и нигде на поверхности не обнажаются. Они вскрыты буровыми скважинами у кишлаков Босага и Кызыл-Аяк.

В скв. 19 у Босаги сверху залегают серовато-коричневый ил мощностью 0.6 м и пылеватый илистый песок мощностью 2 м, а ниже слои средне- и крупнозернистого песка с гравием и галькой чередуются со слоями стально-серого, хорошо отсортированного песка. Скважина остановлена в пестром крупнозернистом галечном песке на глубине 26 м. Пески с галькой вскрыты всеми скважинами, пробуренными как у Босаги, так и у Кызыл-Аяка. Это указывает на их значительное распространение и на то, что они представляют собой нормальный речной осадок, а не принесены льдами, как иногда считают. Очень возможно, что гальки и гравий принесены в русло Аму-Дарьи реками и временными потоками, стекавшими и текущими с отрогов Гиссарского хребта.

Речные осадки нижнего течения Аму-Дарьи описаны в весьма содержательной работе Б. М. Георгиевского (1937) «Южный Хорезм». В ней рассмотрено левобережье Аму-Дарьи — от Питняка и Султан-уйз-Дага до окраины пустыни.

В основании древних речных отложений Аму-Дарьи залегают плиоценовые плотные красновато-бурые и желто-серые песчаники, пески и су-

глинки. У Питняка и по окраинам возвышенного Кара-Кума они обнажаются на поверхности пустыни, образуя плотное основание, по которому на юг передвигаются гряды оранжево-желтых песков, возникающих от их выдувания. Плиоценовые пески косослоистые, то более плотные твердые известковые, то рыхлые. Они содержат щебень, древесу и гальки мергелистых твердых глин. Глины плотные, иногда твердые, часто мергелистые, неслоистые, быстро меняющие свою мощность. Хорезмский плиоцен тождествен с заунгузской свитой более северных районов и, как она, представляет собой отложения обширной пологой наклоненной к северу щебенисто-глинистой равнины, однообразие которой нарушается

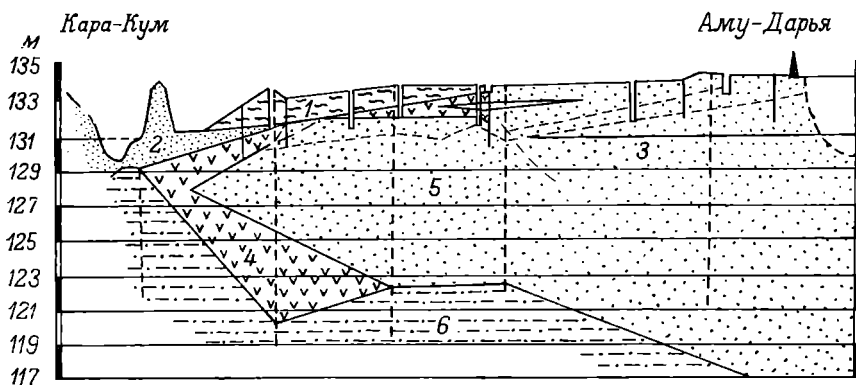


Рис. 33. Разрез отложений в долине р. Аму-Дарья у теснины Тюя-Муюн. По Б. М. Георгиевскому, 1937.

1 — культурно-ирригационные наносы; 2 — каракумские оранжево-желтые пески; 3 — современные амударьинские серые пески; 4 — древнечетвертичные глины и суглинки; 5 — древнечетвертичные амударьинские серые пески, песчаники и глины; 6 — верхнетретичные плотные пески, песчаники и глины.

сухими руслами временных потоков и озерными котловинами небольших размеров.

На плотной, хорошо обособляющейся в разрезах поверхности плиоцена лежат древние речные отложения Аму-Дарья. Они хорошо вскрыты многочисленными буровыми скважинами до 25 м глубиной и шурфами. В работе Б. М. Георгиевского (1937) приведены описания многочисленных разрезов, механические и химические анализы. Он выделяет два типа отложений: отложения русел и отложения половодий или поймы.

Отложения русел состоят из мелкозернистых серых и сталью-серых песков, нередко слюдястых и более или менее илистых. Более редко встречаются линзовидные прослойки грубозернистого песка или мелкого галечника и такие же прослойки глин. Мощность песков различна (рис. 33); ближе к окраине аллювиальной долины они выклиниваются; далее их мощность достигает 12—15 м, и, наконец, в средней части долины она значительна — скважины глубиной 25 м не доходили до их основания. В русле Аму-Дарья, у Тюя-Муюна, скважина глубиной 46 м не дошла до основания песков. В этой скважине прослой илистого мелкозернистого серого песка без гальки чередовались с прослоями того же песка, содержащего небольшое количество гальки. На глубине 27 м был встречен прослой гравия мощностью 1 м и прослойка (0.2 м) желтовато-серой глины.

Возраст русловых песков различен. На юго-западе, ближе к окраине равнины, он наиболее древний. Здесь же проходит самое древнее русло Аму-Дарьи — Даудан. Оно сглаживается у окраины Сарыкамьшской впадины и одновременно со стадией заполнения ее озером. Далее к северо-востоку следует русло Дарьялыка. Оно прорезывает уже озерные отложения Сары-Камыша каньоном глубиной около 50 м и кончается у дна впадины. Современное русло Аму-Дарьи наиболее сдвинуто на северо-восток. Оно образовалось в историческое время, так как в 6 км к западу от современного русла, напротив Турт-Куля, в скважине на глубине 12.6 м были встречены в русловых песках черепки обожженной посуды. В других местах в русловых песках были найдены куски обтесанного дерева — обломки затонувших каюков.

Таблица 23

Механические анализы русловых песков в мм
(по Б. М. Георгиевскому, 1937)

Пески	№ обр.	Крупный песок		Мелкий песок 0.25—0.05	Пыль 0.05—0.01	Глина < 0.01	Глина к песку
		> 1.0	1.0—0.25				
Стально-серые чистые . . .	1	—	63.82	32.54	3.54	0.1	1:1000
	2	—	3.58	95.10	0.67	0.65	1:153
	3	—	0.29	91.12	6.18	2.41	1:40
Серые заиленные	1	—	6.92	85.45	4.08	3.55	1:27
	2	—	16.09	75.37	4.45	4.09	1:23
	3	—	1.81	91.93	1.90	4.36	1:20
Буровато-серые илистые . . .	1	—	0.04	64.64	29.17	6.15	1:15
	2	—	5.28	80.90	6.01	7.81	1:12
	3	—	4.22	81.21	5.71	8.86	1:10

Пойменные глины (табл. 24) слагают верхнюю часть разрезов, мощность их не превышает 4—5 м; иногда они совсем отсутствуют, и тогда на поверхности обнажаются серые русловые пески, например в руслах Даудана и Дарьялыка. При выдувании ветром образуются молодые серые барханные пески, заносащие русла.

Таблица 24

Механические анализы пойменных глин в мм
(по Б. М. Георгиевскому, 1937)

Порода	№ обр.	Крупный песок 0.25	Мелкий песок 0.25—0.05	Пыль 0.05—0.01	Глина < 0.01	Глина к песку
Суглинок пылеватый, буровато-серый	1	—	3.22	78.82	12.96	1:7
	2	0.16	25.01	53.14	21.69	1:4
	3	—	16.37	51.27	32.36	1:2
Глина желтовато-бу- рая, средняя	1	1.91	20.33	27.85	49.91	1:1
	2	0.56	26.23	15.10	58.11	1:0.8
	3	0.88	10.98	19.16	68.98	1:0.6
Глина шоколадная, плотная	1	—	0.77	5.56	93.67	1:0.07
	2	—	1.79	3.73	94.48	1:0.06
	3	—	0.28	1.33	98.39	1:0.02

Пойменные глины имеют пестрый состав: нередко они песчанистые или пылеватые, отлагавшиеся во время половодий, реже чистые плотные, с раковинами *Unio*, образовавшиеся в озерах и старицах. Цвет их желтоватый, буровато-серый, бурый, красновато-бурый, шоколадный. Чем больше примесь песчаных частиц, тем глины светлее.

Б. М. Георгиевский (1937) рассматривал левобережье Аму-Дарьи как древнюю дельту Аму-Дарьи. Правильнее считать ее, как это делает А. Г. Доскач (1940), нижней частью древней речной долины, постепенно изменявшей свое положение и в связи с этим расширявшейся. Наиболее повышенное место этой равнины представляет собой современное русло Аму-Дарьи. От него равнина полого падает на северо-запад и север к впадинам Сары-Камыша и Арала. В состав отложенной долины входят русловые и пойменные отложения, описанные выше, затем отложения пресных и горько-соленых самосадочных озер, эоловые пески двух типов: оранжево-желтые — каракумские и серые — амударьинские, и, наконец, отложения поселений и культурные земли, местами солощачковые.

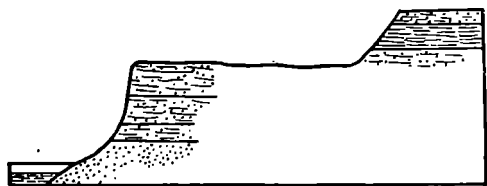


Рис. 34. Разрез террас Волги ниже Сталинграда.

Подобного же характера отложения Волги в ее нижнем течении. По данным П. А. Православлева, ниже Сталинграда, у бывш. Сарепты в разрезе террасы обнажаются (рис. 34):

Вверху — серые струйчато-слоистые иловатые пески с непостоянными прослоями грязновато-бурой иловато-песчаной глины. Встречаются остатки растений и пресноводные гастроподы *Limnaeus* и *Planorbis*. Мощность 2 м.

Под ними залегают грязно-бурые иловатые пески, внизу переходящие в темную иловатую песчаную глину с гастроподами *Planorbis* и *Paludina*. Мощность 1,5 м.

Еще ниже следуют бурые глинистые пески с растительными остатками. Мощность около 1 м.

В основании лежат, вероятно, наземные рыхлые желтовато-серые диагонально-слоистые пески. Видимая мощность около 2 м.

Во второй, более высокой, террасе обнажается темная, почти черная иловато-песчаная глина, местами переполненная разложившимися остатками травянистых растений и приобретающая торфообразный характер. Мощность 2 м. Она представляет собой отложения заросшей болотообразной старицы.

Приведенные характеристики речных отложений нижних течений Волги, Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи представляют интерес в том отношении, что они показывают большое сходство речных и дельтовых отложений. Сходство настолько велико, что обособление ископаемых дельтовых и речных отложений равнинных рек вряд ли возможно. Это и служит причиной того, что речные отложения больших рек в ископаемом состоянии почти неизвестны. Они существуют, но не выделяются из общей массы лагунных или континентальных отложений.

В методическом отношении интересен пример отложений, развитых в береговых обрывах Азовского моря, которые Н. А. Соколов (1890) считал речными. Он писал: «К востоку от г. Ногайска береговой обрыв открывает нам уже шное наслоение. Под лёссом и залегающими ниже его красно-бурыми и серыми глинами обнажаются серые и буроватые пески, местами иловатые, но большую часть довольно крупнозернистые, с прослоями гравия и галек, иногда

сцементированными в более или менее крепкие конгломераты или конгломератовые песчаники. Изредка встречаются чечевицеобразные прослойки пластичной зелено-голубой глины. Все эти отложения обладают ясной слоистостью, местами довольно правильной, горизонтальной, местами сложной, пересекающейся.

«В этих песчано-галечных отложениях, видимая мощность которых доходит между г. Ногайском и г. Осипенко до 10—15 м, встречаются, хотя довольно редко, раковины пресноводных, ныне живущих моллюсков (*Unio*, *Cyclas*, *Bythinia*, *Paludina*), и кости мелких млекопитающих». Далее, к востоку эти отложения вскрыты в выемках у г. Жданова и найдены у г. Таганрога.

Н. А. Соколов, выдающийся по умению тщательно вести наблюдения исследователь, на данные которого я уже неоднократно ссылался, считал эти песчано-галечные отложения речными, связанными с «протоком пресной воды», получившимся при таянии ледяного языка, спускавшегося к югу по долине Дона.

К сожалению, он ничего не сказал о направлении этой реки, положении и размерах ее русла, а это очень важно. Расстояние от Ногайска до Жданова около 200 км. Речная долина такой ширины не может быть; нельзя также предположить, чтобы река текла как раз вдоль современного берега Азовского моря; это противоречит и построениям самого Н. А. Соколова.

Таким образом, рассматриваемые песчано-галечные отложения не могут быть отложениями обычной большой равнинной реки, что подтверждается также большой грубозернистостью осадков и обилием в них галек и гравия.

Их образование можно объяснить двояко. Если принять их связь с ледяным покровом, спускавшимся по Дону, то тогда они могут быть отложениями южной окраины обширной зандровой равнины. Если же отказаться от этой ничем не доказанной связи, тогда можно предположить, что рассматриваемые осадки представляют собой береговые отложения пресноводного бассейна, по размерам значительно меньшего, чем современное Азовское море, но располагавшегося на его месте и бывшего его предком.

Этот вывод подтверждается списком фауны, приведенным в работе А. П. Павлова (1925), в котором мы находим такие каспийские формы, как *Adacna*, *Didacna*, *Dreissenssia rostriformis*. Они и сейчас частично живут в Азовском море и никогда не обитают в реках.

Тем не менее, в 1932 г. А. Н. Москвитин, описывая эти пески, распространенные под Ждановом, снова относит их к аллювию, повторяя ошибку Н. А. Соколова.

Полно изучены третичные и четвертичные отложения долины большой равнинной реки, протекавшей в средней и южной частях Русской платформы восточнее современной долины Дона. Эту реку можно назвать «П а л е о т а н а и с», подчеркивая тем самым ее связь с современным Доном (Танаис). Ее отложения, в значительной части состоящие из ергенинской толщи, описаны Ю. А. Петроковичем (1947), М. Н. Грищенко (1939) и К. К. Марковым (1939). Река эта существовала еще в неогене и продолжала существовать в антропогене, постепенно изменяя свое положение. В неогене она начиналась в центральных областях, текла параллельно Дону, но восточнее его, у Сталинграда, примыкала к долине Волги и по Ергеням уходила на юг. Здесь она, повидимому, совпадала с Палеоволгой В. П. Батурина (1937). Ширина долины достигала

100—150 км, мощность отложений, преимущественно песков, 60—80 м.

В мезозойских отложениях СССР речные отложения широко распространены, но мало изучены. В литературе имеются лишь разрозненные указания. Несколько более полные данные приведены в работе Е. П. Брунс (1948) по юрским угленосным отложениям Южной Ферганы и в работе И. С. Рожкова (1945) по юрским золотоносным россыпям Енисейского кряжа, где отложения долины юрской реки развиты на высоких террасах и секут долины современных рек.

В пермских континентальных отложениях Северной области и Приуралья речные отложения встречаются довольно часто. Из них наиболее известны линзы с парейазаврами, обнажающиеся по берегам Северной Двины и ее притоков. Очерк их приведен в работе М. Б. Едемского (1928).

В толще пестроцветных песков и мергелей верхнепермского возраста местами встречаются линзы или полулинзы, заполненные зеленовато-бурыми песками, иногда переходящими в конгломераты. В песках встречаются песчаные конкреции, иногда заключающие в себе кости рептилий и амфибий. Реже пески переходят в серые песчанистые сланцы, переполненные растительными остатками, ядрами моллюсков и раковинками ракообразных. Поперечник линз 150—200 м и меньше.

Северодвинские линзы рассматривали как поперечные сечения речных русел. М. Б. Едемский справедливо указал, что если некоторые линзы и представляют собой части речных русел, то другие являются дельтами, образовавшимися в озерах и т. п.; возможны также накопления песков эолового происхождения в низинах и болотах. Выводы М. Б. Едемского еще раз подчеркивают трудность выделения речных отложений в осадках прошлого.

Интересный пример реки нижнекаменноугольного возраста описан Е. П. Брунс (1939). Ложбина, основание которой сложено девоном-карбоном, заполнена сложным и разнообразным комплексом песчано-глинистых, местами угленосных отложений, озерных, болотных и наземных. Этот комплекс соответствует комплексу осадков всей речной долины. В его составе выделена линза косослоистых песков, характерной удлиненной извилистой формы, врезанная в нижележащие породы и представляющая собой русловые отложения эпохи более стабильного состояния реки (рис. 35).

Отложения речных долин нижнекаменноугольного возраста установлены в ряде районов Кизеловского угленосного бассейна, где они детально изучены Н. С. Городецкой (1948) и П. В. Васильевым (1950).

В девонских отложениях СССР осадки речных долин неизвестны, но нахождение их вероятно, так как в Аппалачах Бэррил (Barrell, 1916) нашел и описал верхнедевонскую дельту.

В силурийских, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях осадки речных долин и дельт неизвестны и, несомненно, отсутствовали, так же как отсутствуют угленосные толщи. В эти эпохи рек не было и перенос продуктов разрушения производился только временными потоками.

Аллювий и аллювиальные равнины

Аллювием, или аллювиальными отложениями, ранее называли весь комплекс речных отложений, или продуктов разрушения, перенесенных водными потоками на значительные расстояния. Его сопоставляли

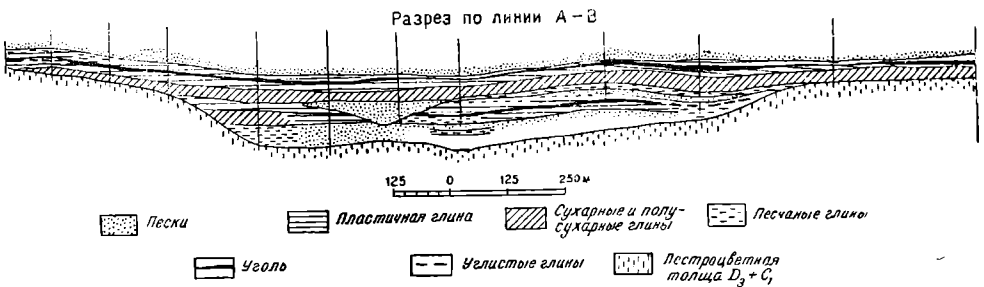
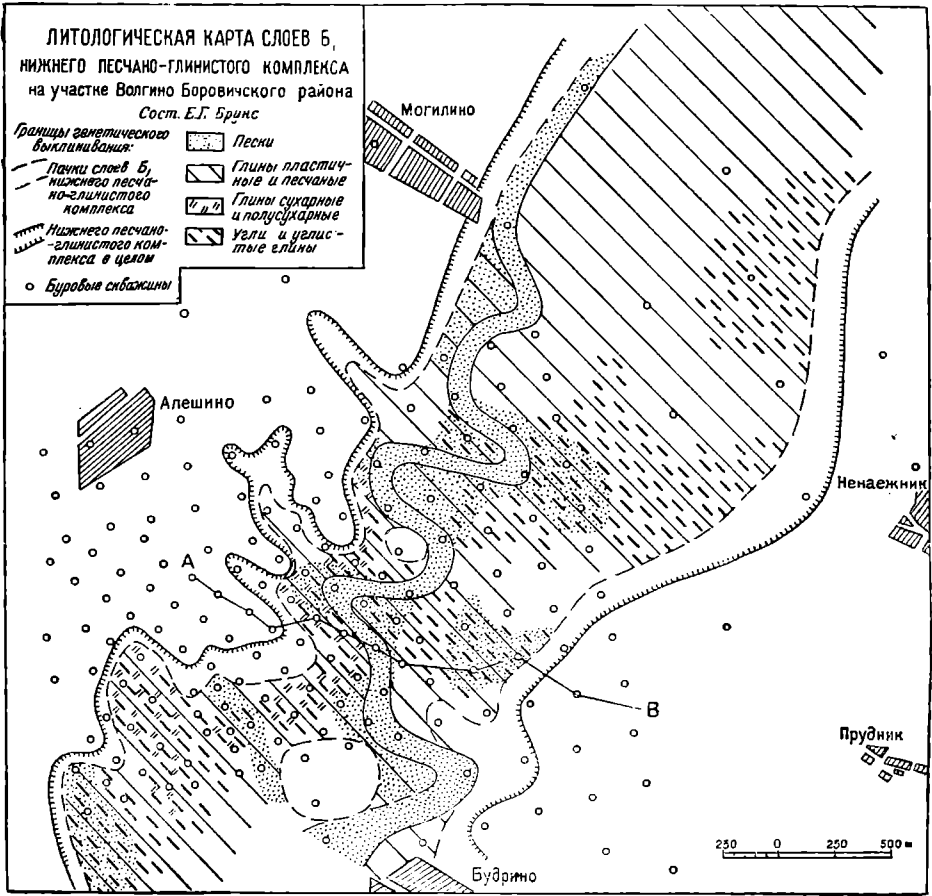


Рис. 35. Река угленосной эпохи. По литологической карте Боровичского района, составленной Е. П. Брунс, 1939.

с элювием, или продуктами разрушения, находящимися на месте образования, и с делювием — продуктами разрушения, сместившимися по склону на небольшое расстояние. Название «диллювий» употреблялось для древних четвертичных аллювиальных отложений.

Позже название аллювий стали употреблять для всех отложений четвертичного возраста, как, например, в известной немецкой сводке «Ал-

лювий» («Alluvium», 1931), составленной под руководством Штоллера (J. Stoller).

Подобное широкое понимание термина «аллювий» в русской литературе не получило распространения. Тем не менее, этот термин был расширен, и сейчас под ним подразумевают все водные материковые отложения.

Определение «аллювиальная равнина», по указанию И. П. Герасимова (Герасимов и Марков, 1939), объединяет не только русла рек и их дельты, но также озера пресные и соленые, болота, дюны, боровые пески, пойменные и древние речные террасы, конусы выносов, области развития плашевых потоков, зандровые равнины и флювиогляциальные террасы.

Не следует упускать из виду, что в состав отложений аллювиальных равнин входят не только водные отложения, но также и наземные отложения — эоловые пески, лёсс и лёссовидные породы, отложения степей и полупустынь. Присутствие, а иногда и преобладание наземных отложений среди аллювиальных толщ — это несомненный факт, который учитывают еще далеко не достаточно.

И. П. Герасимов (Герасимов и Марков, 1939) первый указал на разнообразии типов аллювиальных равнин и выделил среди них в пределах СССР следующие:

I. Аллювиальные долины в узком смысле

1. Террасовые аллювиальные равнины
2. Дельтовые аллювиальные равнины
3. Приморские террасы — дельты

II. Приледниковые аллювиальные равнины

1. Зандровые аллювиальные равнины
2. Водно-ледниковые (флювиогляциальные) аллювиальные равнины
3. Долинно-зандровые аллювиальные равнины

III. Подгорные аллювиальные равнины

1. Подгорные аллювиальные равнины
2. Подгорные пролювиальные равнины

IV. Аллювиальные равнины внутриматериковых низменностей.

Эта классификация не может считаться окончательно разработанной. На прилагаемой карте И. П. Герасимов (1939) выделяет всего пять типов аллювиальных равнин:

- | | |
|----------------------|-----------------------------------|
| 1. Долинно-зандровые | 4. Внутриматериковых низменностей |
| 2. Дельтовые | 5. Террасовые |
| 3. Предгорные | |

Более удобна следующая схема:

- | | |
|---|---|
| 1. Водно-ледниковые равнины | 4. Пустынные равнины, или щебнево-глинистые пустыни |
| 2. Прибрежные равнины | 5. Долосклонные равнины, или равнины пенеппелов |
| 3. Предгорные равнины, или равнины подножий | |

Характеристика этих типов приведена в соответствующих разделах: водно-ледниковые равнины и равнины долосклонов рассматриваются в немии долосклон; прибрежные равнины выделены в особую немию; предгорные равнины включены в немию горное подножие; пустынные равнины включены в немию пустыня.

СЕРВИЯ ВРЕМЕННЫЙ ПОТОК

Эта разнообразная и широко распространенная сервия встречается в различных ниямих. Наиболее распространена она в пустынях и полупустынях, но достаточно часто встречается также в горных хребтах и предгорных равнинах. Овражные временные потоки широко распространены на долосклонах (пенепленах).

Можно выделить следующие типы временных потоков:

- | | |
|---------------|------------------|
| 1. Долинные | 7. Овражные |
| 2. Русловые | 8. Половодные |
| 3. Плащевые | 9. Гейзеровые |
| 4. Селевые | 10. Источниковые |
| 5. Оплывинные | 11. Кратерные |
| 6. Снеговые | 12. Болотные |

1. Долинные временные потоки развиты в пустынных горных массивах и возвышенностях. Они разнообразны по размерам и форме. Долины многих из них обычные, короткие горные, отличающиеся только сухим руслом, заполненным угловатыми или слабо окатанными обломками. Другие долины тупо и резко заканчиваются и почти лишены притоков, как, например, «вади» Аравии и Северной Африки. Свообразны долины в «плохоземелье» (bad-lands), отличающиеся необыкновенно расчлененной сетью.

Долинные временные потоки почти всегда представляют собой область разрушения; поэтому их отложения в ископаемом виде неизвестны.

2. Русловые временные потоки развиты на предгорных равнинах и служат непосредственным продолжением долинных потоков. Их долины неглубоки, нешироки и постоянно меняют свое положение, разветвляясь и вновь соединяясь. Нередко они располагаются на поверхности сухих дельт — низких, плоских широких конусах выноса.

Отложения русловых потоков более мелкозернисты, и среди них преобладают пески и песчанистые глины, плохо отсортированные и с многочисленными мало окатанными обломками различных размеров. Нередко такие обломки слагают небольшие линзы, быстро появляющиеся и исчезающие. Предгорные равнины представляют собой области накопления, и мощности отложений русловых потоков достигают значительных размеров. Области, сложенные ими, являются типичными щебнево-глинистыми пустынями.

3. Плащевые временные потоки развиваются на поверхности слабо наклоненных глинистых равнин во время дождей. Вода, выпадая на большой площади, не концентрируется в определенные русла, а стекает по всей поверхности в виде водного плаща толщиной в несколько сантиметров, редко до 10—20. Плащевые потоки обладают небольшой скоростью и способны переносить только глинистые и пылеватые частицы. Они отмывают поверхность щебнево-глинистой пустыни, способствуя концентрации на ее поверхности грубозернистых частиц и обломков.

4. Селевые потоки, сели, или сили, как их называют в Средней Азии и на Кавказе, общеизвестны вследствие тех разрушений, которые они производят. В противоположность предыдущим типам сели достигают наибольшего развития в долинах постоянно действующих рек, накладываясь на их отложения.

Во время мощных ливней громадные массы воды стекают по склонам долин, концентрируясь в русловых частях. Там, где эти части сужаются,

водный поток достигает необыкновенной силы и скорости. Вода увлекает не только песчано-глинистый материал, но и обломки и глыбы больше метра в поперечнике. Полуужидкая масса вырывается из ущелий и, растекаясь по равнине или расширенной части долин, перекрывает поля, сады и селения, вызывая громадный материальный ущерб и приводя к многочисленным человеческим жертвам.

Мощность отлагающейся песчано-глинистой массы сравнительно невелика, редко превышает 1—2 м вне русел рек (рис. 36). Эта масса отличается полным отсутствием сортированности; заключенные в ней глыбы,

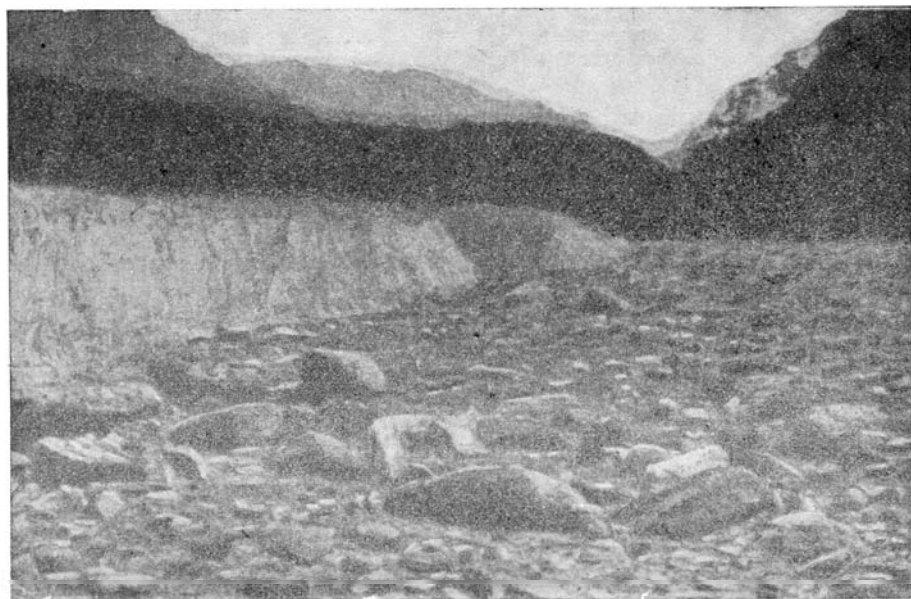


Рис. 36. Современные селевые выносы р. Вандам-Чай, Кавказ.
По И. В. Мушкетову, 1906.

переносимые селями, нередко поражают своими большими размерами (Мушкетов, 1906), достигая 127 куб. м, т. е. 300 т.

В 1930 г. в бассейне Гамзали-Чай (Кавказ), по данным А. Л. Брилинского (1936), «густота грязи и стремительность потока были таковы, что сель, имея высоту до 6—7 м, не расплывался в стороны, а следовал на равнине по прямой линии, составлявшей продолжение ущелия». В самом конце грязевых языков, напомилавших потоки лавы, мощность грязи достигала 1 м.

Вынос продуктов разрушения селями значительно превышает обычный сток наносов. На р. Киш-Чай (Гагошидзе, 1949) за 2—3 часа было вынесено более 2 млн куб. м, т. е. в 25 раз больше нормального годового выноса. В 1921 г. у Алма-Аты, по р. М. Алмаатинке сель вынес 2.0—2.5 млн куб. м, в 100—120 раз больше годового выноса.

Краткая сводка по современным селям приведена в монографии Г. В. Лопатина «Наносы рек СССР» (1952).

О. К. Ланге (1953) предложил подразделять селевые потоки (грязекаменные потоки, как он их называет), в зависимости от соотношения пе-

реносимого материала и воды, на шесть типов: 1) каменные потоки; воды и мелкозема мало; 2) грязекаменные потоки; воды мало, но грязи много; преобладают камни; 3) камнегрязевые потоки; воды много; грязь преобладает; камней много, переносятся во взвешенном состоянии; 4) грязевые потоки; крупные камни во взвешенном состоянии редки; 5) полужидкие потоки; воды много, более 60—70%; камни только во влекомых ванах; 6) жидкие потоки; во взвешенном состоянии только песок.

Это подразделение показывает, насколько разнообразны могут быть отложения селей — от скопления больших обломков почти без цемента,



Рис. 37. Разрез четвертичных селевых выносов р. Вандам-Чай, Кавказ. По И. В. Мушкетову, 1906.

через скопления обломков и грязи в одинаковых количествах, до неслоистых тонких покровов глинисто-песчаного несортированного материала без всяких камней.

В ископаемом виде отложения селевых потоков имеют вид несортированных, неслоистых, неоднородных и неокатанных брекчий или валунных глин, весьма напоминающих морены (рис. 37). Эти брекчии залегают среди обычных речных отложений в виде неправильных прослоев и линз, изменяющейся мощности, с неровными нижней и верхней поверхностями.

Известны только современные и четвертичные селевые потоки.

Селевые потоки описаны в ряде учебников. Содержательный очерк их дан в курсе И. В. Мушкетова (1906). Общие вопросы рассмотрены в работах С. М. Флейшмана (1951), П. С. Непорожного (1947), О. К. Ланге (1953), С. Н. Матвеева (1938, 1944), Е. П. Коновалова (1938) и М. С. Гагошидзе (1949). Селям в Средней Азии посвящены работы И. М. Луценко (1934), Ф. К. Кочерги (1933), Н. Н. Дзенс-Литовской (1933). Селям на Кавказе посвящены работы А. Л. Брилинского (1936) и М. С. Гагошидзе

(1940). В зарубежной литературе можно назвать работы Дэвиса (Davis, 1900) и Крумбейна (1942).

5. **Опывинные потоки**, или **опывины**, очень близки к селям, отличаясь более плотной консистенцией и меньшей площадью распространения. Они образуются только в областях с хорошо развитой речной системой, обильными осадками и обильными грунтовыми водами. Отложения, пропитанные грунтовыми водами, срываются со склона и, скользя по водоупорному горизонту, сползают в речную долину. Это происходит чаще всего после сейсмических толчков. Размеры опывин различны — от нескольких сотен метров до 10—15 км в длину.

Известны случаи, когда после землетрясения многочисленные опывины, сползая в речную долину, полностью перекрывали ее на расстоянии 20—25 км. Полуужидкая масса мощностью в сотни метров погребала под собой селения, приводила к многочисленным человеческим жертвам и уничтожала целые культурные районы.

Отложения опывин очень близки к отложениям селевых потоков. Они отличаются только значительно большей мощностью и более ограниченной площадью распространения. Отложения опывин еще больше, чем

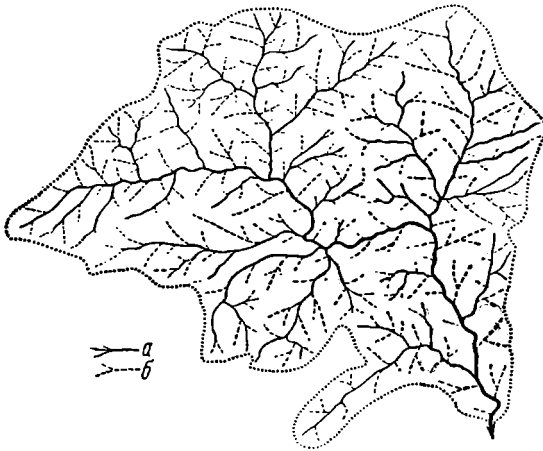


Рис. 38. Схема сети постоянных (а) и временных (б) водотоков. По Г. В. Лопатину, 1952.

селевые, похожи на морены. В ископаемом виде они неизвестны. Длительность существования их невелика, так как опывины быстро размываются реками.

6. **Снеговые потоки** в областях с хорошо развитым снеговым покровом существенно влияют на размывание пологих водоразделов. Чаще всего они приурочены к слабо развитым руслам, постепенно углубляющимся и переходящим в овраги; реже снеговые потоки имеют плащевую форму. И в том, и в другом случае они играют только разрушающую, размывающую роль. Отложения их немедленно снова размываются и поэтому не сохраняются.

7. **Овражные потоки** представляют собой непосредственное продолжение снеговых потоков. Обычно овраги, балки и сами совершенно сухи или несут ничтожные источниковые потоки, но во время снеготаяния и после длительных или обильных дождей русло их наполняется водой и они превращаются в бурные потоки, производящие большие разрушения как на склонах оврагов, так и в их верховьях. Эти разрушения приносят значительный вред сельскому хозяйству и вынуждают применять специальные меры борьбы с ними.

Отложения овражных потоков ничтожны и быстро размываются. Только у их устьев, уже в пойме больших рек, образуются небольшие плоские конусы выноса, входящие в состав пойменных отложений. Зато разрушающая роль их громадна. Это зависит от колоссальной суммарной протяженности их и разветвленности (рис. 38), значительно превышаю-

щей протяженностью и разветвленностью постоянных речек и рек. По данным, приводимым Г. В. Лопатиным (1952), в центральных областях СССР, в бассейнах рек Зуши и Красивой Мечи, постоянные водотоки составляют 8, а временные 92% общей протяженности.

Эти цифры наглядно показывают, насколько велико значение разрушительной деятельности временных потоков, даже в условиях умеренного климата. Еще больше оно в полупустынных и пустынях.

8. П о л о в о д л ы е п о т о к и — половодья — служат непосредственным продолжением овражных и накладываются на обычные речные потоки. Отложения их имеют большое значение и рассмотрены в особом разделе, на стр. 88.

9. Г е й з е р о в ы е п о т о к и образуются у периодически действующих гейзеров. Они очень редки, и отложения их характеризуются присутствием различных химических осадков в виде корок, патечных образований и оолитов. В ископаемом состоянии они почти неизвестны.

10. И с т о ч н и к о в ы е в р е м е н н ы е п о т о к и образуются в результате действия периодических источников. Поскольку такие источники очень редки, то также редки источники потоки и их отложения.

11. К р а т е р н ы е п о т о к и возникают при прорыве озер, заполняющих кратеры вулканов. Масса воды в таких озерах весьма значительна, поэтому прорыв их иногда обуславливает образование мощных потоков, вызывающих катастрофические разрушения на своем пути. Примеры таких потоков описаны в литературе, освещающей современные вулканы (стр. 108).

Их отложения весьма близки к отложениям больших селей, отличаясь только большим однообразием обломков и глыб, состоящих исключительно из лав и вулканических туфов. В ископаемом виде подобные отложения неизвестны.

12. Б о л о т н ы е в р е м е н н ы е п о т о к и образуются при прорыве моховых болот, возвышающихся над окружающей равниной. В литературе описаны довольно мощные потоки, возникающие в этих случаях. Они состоят почти из чистой воды, отложения их ничтожны и встречаются очень редко.

Перечисленные 12 типов временных потоков не исчерпывают все их разнообразие, но достаточно обрисовывают его. Отложения их широко распространены, но обычно занимают небольшую площадь, и поэтому в ископаемом виде они описываются редко.

СЕРВИЯ ВУЛКАН

Если предыдущие сервии выделены потому, что они встречаются во всех низких материках, то еще больше оснований для выделения сервии вулкан, которая встречается во всех низких земного шара.

Количество работ по петрографии эффузивных пород очень велико и измеряется многими тысячами, по геологии эффузивов их значительно меньше, а по осадконакоплению, связанному с вулканической деятельностью, совсем мало. Основные из них приведены в списке литературы. Отдельные указания, нередко важные, рассеяны в описаниях отдельных извержений.

Подавляющее число действующих вулканов располагается вблизи моря. Поэтому обломочные продукты извержений — пепел, бомбы, лапилли — в значительном количестве попадают в морские бассейны

и, оседая на дно моря, принимают участие в образовании морских отложений. В тех случаях, когда преобладают продукты извержений, образовавшийся осадок называется вулканическим туфом; если же преобладают морские осадки, то тогда получаются туфогенные породы, или туффиты.

Вулканические туфы почти не содержат органических остатков и образуют резко ограниченные прослой в осадочных отложениях. Туффиты очень часто заключают в себе фауну и неразрывно связаны с нормальными морскими отложениями.

Вулканические туфы с преобладанием больших обломков называются вулканическими брекчиями и туфобрекчиями. В образовании наземных туфов и брекчий, кроме вулканических выбросов, большую роль играют внезапные потоки, нередко предшествующие извержениям. Эти потоки, достигая моря, выносят значительные массы обломочных отложений.

Наибольших размеров кратерные грязевые потоки достигают на о. Ява. Живое описание потоков вулкана Гелунгунг дано Неймайром (1897). Более поздние потоки вулкана Келоет описаны Скривенором (Scrivenor, 1929).

Вулкан Гелунгунг расположен среди обширной равнины, покрытой рисовыми полями, где разбросаны сотни деревень. Извержение началось выбросом огромного облака черного дыма. Со склонов вулкана на равнину ринулись потоки горячей воды и грязи, смешанные с вулканическим пеплом и несущие обломки и глыбы изверженных пород. Через несколько дней потоки повторились в еще больших размерах и вся равнина была залита грязью. Кучи грязи, пепла и камней не позволяли подойти к вулкану даже через месяц. На равнине погибло все. Кругом расстилалась черная, залитая грязью, пустыня. В конце извержения выбрасывался уже один сухой пепел. Потоков лавы не было. Толщина покрова грязи в среднем была 12—15 м, достигая местами 30 м.

Последнее извержение вулкана Келоет (Gunung Keloet), по данным Скривенора (1929), произошло в 1919 г. Высота вулкана 1700 м; в его кратере образовалось большое озеро. Общий объем выброшенной воды — около 30 млн куб. м. Вода сначала была холодной, затем стала горячей. Она хлынула по ранее существовавшим промоинам, внизу заполнила их и растеклась по равнине. Максимальная длина отдельных грязевых потоков достигала 38.25 км; общая площадь, залитая грязью с валунами, составила 131.2 кв. км, мощность покрова грязи — 1.5—2.5 м, в оврагах — значительно больше. Скорость течения грязевого потока превышала 60 км в час. Было уничтожено 104 деревни, и погибло 5100 человек.

Скривенор (1929) наблюдал отложения грязевых потоков через десять лет после извержения. На полях глинистые и песчаные частицы были вымыты дождями и остались отдельные валуны, напоминающие эрратические валуны Европы; отдельные глыбы достигали 3 м в поперечнике.

В руслах потока грязевая вулканическая брекчия хорошо сохранилась и по внешнему виду напоминала морену. Детальный просмотр показал, что на отдельных обломках наблюдались шрамы, а на одном — даже отшлифованная поверхность со шрамами, менее резкими, чем ледниковые. Основное отличие от морены заключалось в однородности обломков и глыб, слагавших жерло и стены вулкана; обломки осадочных пород отсутствовали. Грязевые потоки вулканов Аргентины описаны Харрингтоном (Harrington, 1946).

Отложения вулканических потоков по составу, отсутствию слоистости и распространению весьма близки к моренам. Основное отличие их — отсутствие шлифованного ложа с ледниковыми бороздами. Сходство

морен, вернее тиллитов, с ископаемыми вулканическими потоками было причиной того, что некоторые геологи, например Зандберг (Sandberg, 1928), высказали мнение о том, что верхнепалеозойские конгломераты Южной Африки — конгломераты Двика — представляют собой отложения вулканических потоков. Но развитие отшлифованного и сглаженного ложа этих конгломератов заставляет считать предположение Зандберга несостоятельным.

Наибольшее значение среди морских отложений имеют подводные извержения, так как все обломочные продукты, связанные с ними, отлагаются на дне моря.

Своеобразным типом морских вулканогенных отложений являются известняковые аггломераты. Это брекчиевидная порода, состоящая из угловатых и округленных обломков и галек известняка и эффузивных пород, скрепленных известковым или известково-туфовым цементом. Морская фауна в известняках и цементе одинакова. Куски светлых, серых известняков резко выделяются на темном фоне обломков и цемента вулканического происхождения. Подобные аггломераты нередки на восточном склоне Урала, среди силурийских и девонских отложений, там, где соприкасаются области развития светлых рифовых известняков герцинского типа и темных эффузивных пород. Встречаются они в таких же взаимоотношениях в центральных дугах Средней Азии, а также среди верхнепалеозойских отложений, по окраинам областей развития мощных эффузивов.

Указания на условия образования подобных аггломератов дают взаимоотношения, наблюдавшиеся у берегов вулкана Кракатао, после известного извержения 1883 г., погрузившего половину острова. Остров расположен между Суматрой и Явой, в области интенсивного рифообразования. Громадные массы обломков и пепла закрыли и похоронили ранее существовавший береговой риф, но уже через три года вдоль берега начал расти новый риф. Он представлял небольшие глыбы и каемки известняков, легко разрушавшихся и смешивавшихся с вулканогенным материалом. Последовавшее землетрясение вызвало сильные обвалы, и весь новый риф был засыпан, но скоро он снова начал расти, снова был засыпан, опять появился и достиг довольно больших размеров, но все время растущие глыбы и корки известняков смешиваются с обломками и пылью, сыплющимися по склону вулкана в море. По данным Умгрова (Umbgrove, 1947), в 1927 г. на острове снова началась вулканическая деятельность, затрудняющая рифообразование, но одновременное образование туфов, лав и известняков продолжается.

Площадь распространения вулканических туфов, брекчий и тесно связанных с ними эффузий обычно сравнительно небольшая и имеет вид неправильных замкнутых ареолов. Вне этого ареола вулканические туфы отсутствуют, и разрез отложений, не заключающий их, резко уменьшается в мощности (рис. 4 и 159, т. I).

Мощность вулканических свит может быть весьма значительной и измеряется многими сотнями и тысячами метров.

Эффузивные изверженные породы и связанные с ними вулканические брекчий и туфы принимают в образовании осадочных толщ совершенно такое же участие, как водные и эоловые осадки. По условиям залегания и образования нередко они тождественны. Все это служит причиной того, что на геологических картах эффузивы и туфы выделяются как отложения определенного возраста, например девон, юра, палеоген, с соответствующими дополнительными обозначениями.

Размеры ареолов эффузий и формы их накопления весьма разнообразны. Они зависят от характера извержений, числа и расположения кратеров. Если излияния происходят из трещин или значительных рядов и групп вулканов и изливающаяся лава жидкая, легко подвижная, то образуются покровы лав и туфов колоссальных размеров. Покровы траппов на Декканском плоскогорье занимают площадь в 500 000 кв. км; площадь, занятая лавами в бассейнах рек Колумбии и Змеиной в Северной Америке, достигает таких же размеров. Не меньшие площади занимают покровы верхнепалеозойских сибирских траппов. Еще больших размеров (750 000 кв. км) достигает лавовое плато в центральной части Южной Америки.

Если же извержения происходят из обособленных вулканов и их групп и сопровождаются выбросом больших масс обломочного материала, то площадь распространения эффузивов и туфов сравнительно невелика и измеряется километрами или десятками километров в длину и ширину. Зато мощность может достигать громадных размеров — во много сотен метров и даже в несколько километров, соответственно высоте вулкана.

Размеры наибольших групп вулканов могут быть весьма значительными. Гавайские острова в Тихом океане представляют группу из пятнадцати вулканов, сливающихся основаниями. Они образуют вулканический хребет длиной около 500, шириной до 30—40 км, общей площадью около 20 000 кв. км. Самые высокие вулканы поднимаются над дном океана на 12 000 м, т. е. они выше Эвереста в Гималаях.

Еще больших размеров достигают вулканы Камчатки. У восточного ее берега глубина океана достигает 9000 м; высота Ключевской сопки — свыше 5000 м; в сумме высота над дном океана достигает 14 000 м. Это наиболее высокая гора на земном шаре. Длина всей вулканической группы Камчатки свыше 800 км, а ширина достигает 200 км.

Интересна необыкновенная скорость образования некоторых вулканов. В Южной Америке на месте кукурузного поля на наших глазах за несколько лет вырос вулкан Парикутино высотой около 400 м. С такой же молниеносной скоростью росли и некоторые другие вулканы Южной Америки, но высота их обычно не превышала 300—500 м. В геологических масштабах эта скорость мимолетна.

Еще больше скорость разрушения. Вулкан Кракатау до 1883 г. был небольшим коническим островом высотой в несколько сот метров. За два дня взрывом было выброшено громадное количество обломков, пепла и пемзы, покрывших площадь около 800 000 кв. км. Толщина покрова у вулкана достигала 80—100 м. После выброса такого количества магматического материала под вулканом образовалась пустота, в которую большая часть его и обрушилась. Вулкан исчез за два дня.

Примером ископаемых эффузий этого типа могут служить нижнедевонские эффузии Киргизской степи, описанные Н. Г. Кассиным (1931). Они представлены мощной толщей альбитофировых лав, переслаивающихся с туфами, туфобрекчиями, песчаниками, аркозовыми песчаниками. Вверху толщи местами залегают прослои углистых сланцев и песчаных известняков с морской фауной. На юге района мощность толщи превышает 1500 м, к северу она быстро уменьшается: на расстоянии 20 км она достигает еще 500—700 м, а на 30 км дальше она равна только 100—200 м, и еще немного дальше к северу эта толща исчезает совершенно.

Вулканический пепел распространяется на значительные расстояния и захватывает большие площади моря. В тех участках моря, где накопление терригенных осадков происходит быстро, вулканический

пепел примешивается к осадкам, почти не меняя их характера. Если же накопление осадков идет медленно и пепла оседает большое количество, то он образует тонкие, резко ограниченные пласты белого песка. Под лупой хорошо видно, что песок состоит из остроугольных зерен стекла. Мощность этих прослоев невелика и измеряется немногими десятками сантиметров, а иногда и меньше. Такие прослои пепла представляют собой маркирующие горизонты в ачагыльских глинах Апшеронского полуострова и других отложениях.

По данным Мартина (Martin, 1913), через 40—60 часов после извержения вулкана Катмаи в 1912 г. на Аляске выпало такое громадное количество пепла, что им были покрыты все окрестности. На расстоянии 15 км от вулкана толщина слоя пепла достигала больше 120 см, и даже на расстоянии 150—300 км толщина слоя была 2—3 см. При этом погибли все небольшие растения, все мелкие животные — кролики, птицы и т. п., все насекомые, в том числе москиты. Даже в прибрежной части моря погибли все *Balanus*, *Littorina*, *Patella*, *Mytilus* и т. п. В олигоцене Колорадо мощность слоя пепла достигает 10—12 м, правда с прослоями; он заключает в себе массу остатков насекомых и растений великопещной сохранности.

На одном из первых мест по количеству выброшенного туфового материала и пепла стоит извержение вулкана Тембор на о. Сумбава (около Явы) в 1815 г. Общая масса этого материала определяется в 150—300 куб. км. Преобладали пемзоподобные шлаки, пемза и мелкий серый рыхлый и тяжелый пепел. Была ли выброшена лава — не известно. Вокруг всего острова пемза плавала в виде пласта мощностью около 0.5 м. На о. Сумбава мощность пепла достигала 1.5—2.0 м; число человеческих жертв составляло около 12 000 человек. На о. Ломбок, в 30 км от Сумбавы, мощность пепла была 0.6 м, на о. Ява, в 75 км от Сумбавы, — 20 см. Вследствие гибели растений и мелких животных начался голод, и общее число погибших превышало 60 000 человек. Пепел распространился на весь Индонезийский архипелаг на протяжении около 1500 км, что соответствует расстоянию от Везувия до Балтийского моря. Для других извержений также отмечалось распространение пепла на многие сотни километров, и поэтому вполне естественно, что пепел извержений Эльбруса и Казбека мы встречаем в среднем течении Дона, где он описан А. А. Дубяньским и В. И. Лучицким (1940). На Кавказе он описан В. П. Ренгартеном (1912) и П. И. Чирвинским (1914); за рубежом — Брэмлиттом (Bramlette, 1924), Нельсоном (Nelson, 1922), Норинем (Norin, 1940) и Россом с соавторами (Ross, 1929).

Во многих пунктах СССР и Северной Америки в различных отложениях, главным образом меловых и палеогеновых, встречается своеобразная порода, названная бентонитом (bentonite). Она отличается громадным распространением, небольшой мощностью и однородностью состава. По внешнему виду бентонит напоминает глину, отличаясь значительной водопоглощаемостью. Состоит из глиноподобного материала, получившегося от расстеклования изверженных пород, туфа или пепла.

По данным Кюнена (Kuennen, 1950), примером распространения со временных вулканогенных отложений может служить Индонезийский архипелаг (рис. 39). Вулканический ил распространен на замкнутых округленных площадях. Наибольшая из них имеет длину около 400 км и ширину 250 км. Значительно больших размеров достигают площади развития вулканическо-терригенного ила; они имеют длину 800 и даже 1800 км при ширине 500 и 300 км. Эти площади окружают

области распространения вулканического ила и включают их в себя. В свою очередь, они окружаются терригенным глубоководным илом и реже глобигериновым илом.

Таким образом, морские вулканогенные отложения, с одной стороны, переходят в глубоководные терригенный (синий) и глобигериновый илы, а с другой — в прибрежные, шельфовые и даже наземные отложения.

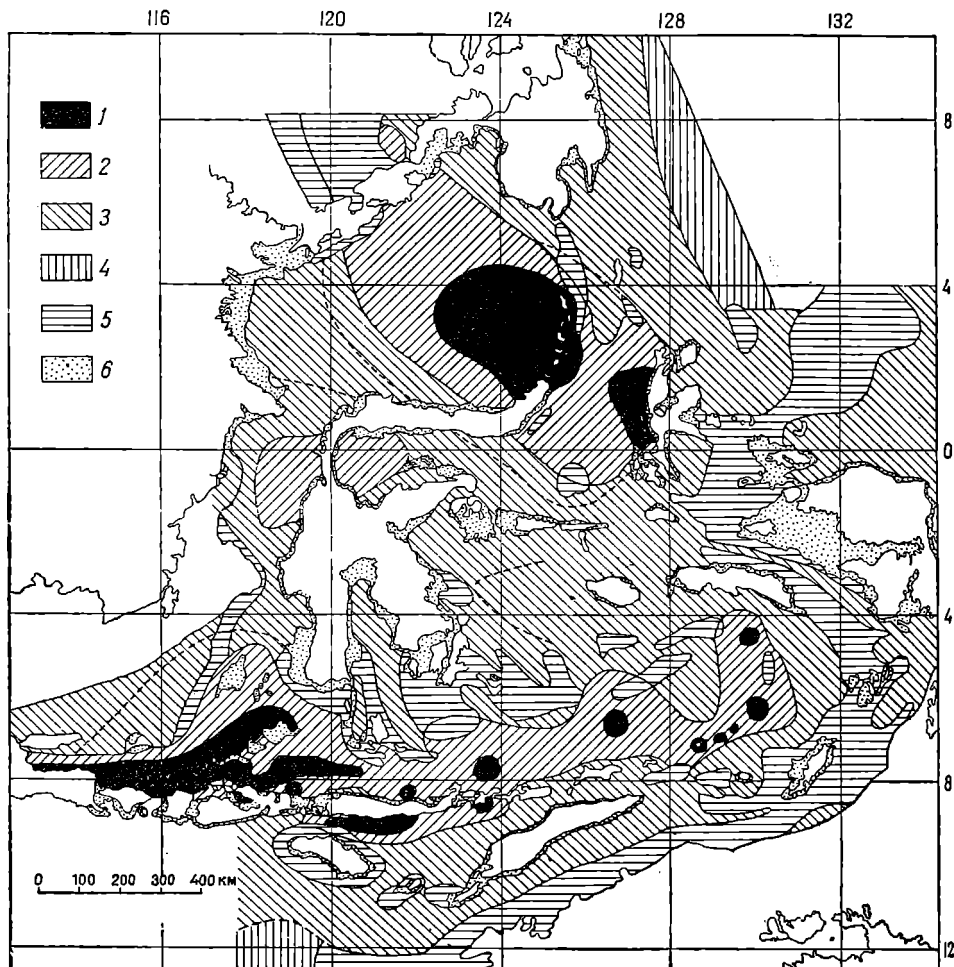


Рис. 39. Распространение вулканогенных отложений в Индонезийском архипелаге По Кюену (Kuypen, 1950).

1 — вулканический ил; 2 — вулканическо-терригенный ил; 3 — терригенный ил; 4 — красная глубоководная глина; 5 — известковый ил, преимущественно глобигериновый; 6 — отложения пелляфа. Штриховая линия — граница распространения вулканического пепла.

Интересные данные по отложениям смешанного вулканогенно-осадочного типа приведены в работе Вильсона (Wilson, 1948). На Калифорнийском полуострове, в Мексике, развита нижнеплиоценовая свита Болео, залегающая на лавах свиты Комонду. Она начинается базальным известняком с морской фауной мощностью 2—5 м. На нем местами залегают толща гипсов мощностью до 80 м, указывающая на существование обособленных лагун. Основная часть свиты мощностью

50—450 м состоит из 3—4 линзовидных пластов конгломерата, залегающих среди андезитовых туфов (рис. 40). В основании туфовых прослоев на конгломератах залегают слои глинистых оруденелых туфов, заключающих залежи гидротермальных медных и марганцовых руд. Линзы конгломератов мощностью около 55 м имеют длину до 2 км и представляют собой дельтовые отложения рек. По направлению к морю они выклиниваются или замещаются песчаниками. Материал конгломератов и песчаников туфовый, и они образуются за счет перемывания эффузивов. Даже в слоях туфов только самая нижняя часть представляет собой материал, отлагавшийся во время извержений, верхняя же, бо́льшая, часть — это

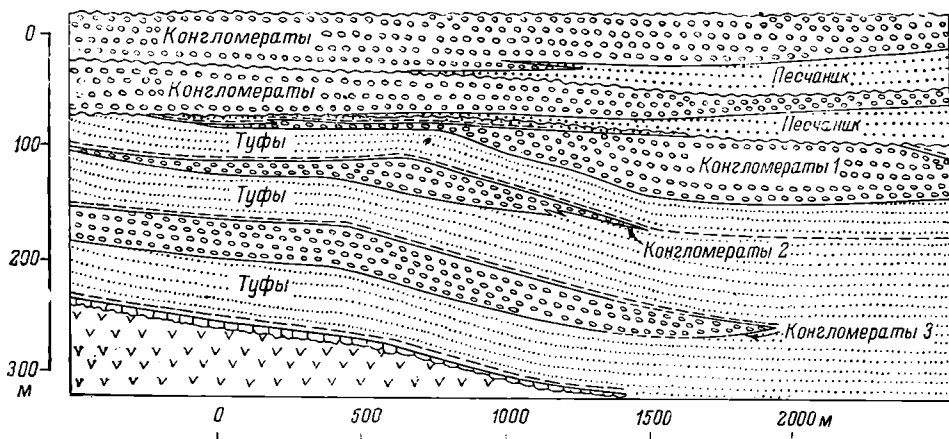


Рис. 40. Разрез свиты Болео, Калифорнийский полуостров, Мексика. По Вильсону (Wilson, 1948).

продукты перемывания и переотложения первичных туфов; кверху они становятся более грубозернистыми и постепенно переходят в конгломераты. Зато верхняя граница конгломератов ясная, указывающая на резкую смену дельтовых отложений отложениями, связанными с извержениями вулканов.

Современные туфогенные осадки оз. Тоба описаны Корренсом и Лейнцем (Correns und Leinz, 1933); о. Оаху — Уинвортом (Wentworth, 1926).

Г р а у в а к к а — своеобразная порода, представляющая собой смесь нормального терригенного материала с вулканогенным. Это серая, зеленовато-серая или буроватая порода, напоминающая плотный песчаник и состоящая из зерен и мелких обломков осадочных и эффузивных пород; нередко в ней остатки фауны, обычно в виде пустот и отпечатков. Считают, что эффузивный материал граувакк вторичный; образуется он вследствие разрушения массивов эффузивных пород и переотложения этих пород подобно тому, как аркозы образуются за счет разрушения гранитов. Однако не менее вероятно, что вулканогенный материал не вторичный, а одновременный с осадочным и смешивается с ним на дне моря, выпадая из атмосферы в виде пепла, пыли и тончайших глинистых частиц. Это подтверждается тем, что граувакки, широко распространенные в палеозойских складчатых хребтах — Урале, Тянь-Шане, Алтае — одновременны с развитыми там эффузивами, а не значительно моложе их, как это наблюдается по отношению к аркозам. Одновременность граувакк и нормальных осадочных пород, развитых в непосредственной близости друг к другу, доказывается находимой в них фауной. Развитые в сосед-

стве с ними эффузивные породы, так же как и граувакки, в основном силурийские, девонские и нижнекаменноугольные.

Аркозы влажных тропиков описаны Крынином (Krynine, 1935). Интересны граувакки палеозоя Архангельской области (Альбов и Розанова, 1940).

Необходимо напомнить здесь предположение, рассматривавшееся выше, о том, что громадные количества кремнезема, послужившие для образования мощных силурийских и девонских яшм, были принесены в море во время подводных извержений.

А. В. Пейве (1947) выдвинул недавно теорию, что образование главных масс бокситов связано с извержениями вулканов, подобно образованию яшм. Пока эта теория не находит дальнейших подтверждений.

СЕРВИЯ ГРЯЗЕВЫЙ ВУЛКАН

По формам распространения и образования эта своеобразная сервия напоминает сервию вулкан, но по существу не имеет с ней ничего общего. Сервия вулкан связана с магматической деятельностью. Грязевые вулканы, или грязевые сопки, как их иногда называют, не имеют к ней никакого отношения; они связаны со скоплениями битумов и горючих газов. В тех и других подводные каналы связаны со сбросовыми трещинами; только в вулканах трещины проникают на десятки километров до базальтового слоя, а в грязевых вулканах — на несколько километров, до мощных нижнемеловых и верхнеюрских битуминозных известняков и песчаников, их покрывающих.

Форма и распространение грязевых вулканов, их извержения хорошо известны и описаны в многочисленных работах, среди которых можно отметить работы И. М. Губкина и С. Ф. Федорова (1938), А. А. Якубова (1948).

Для грязевых вулканов можно отметить два характерных момента: связь с морем и большую глубину очагов извержений. Связь с морем интересна; все четыре главных области развития грязевых вулканов связаны с морским побережьем; вулканы располагаются как на суше, так и на морском дне. Это справедливо для Керченского, Таманского и Апшеронского полуостровов и областей, расположенных к югу от последнего, для Челекенского полуострова и областей, расположенных к югу от него, до иранской границы. Одновременно в таких же геологических условиях, но далеко от моря грязевые вулканы отсутствуют, как, например, на Северном Кавказе и вдоль подножия Копет-Дага.

Глубина очагов извержения определяется возрастом тех обломков, которые входят в состав сопочных брекчий. Изучение этих обломков показало, что наиболее древние из них относятся к нижнему мелу; подавляющая часть их более молодого возраста — преимущественно палеогенового. Это вполне понятно, так как наибольшие массы органического вещества, способного дать горючие газы, — движущий фактор извержений, залегают в палеогене, а самый нижний мощный газопродуцирующий горизонт представлен неокотскими и верхнеюрскими известняками, местами битуминозными и газопосными.

Отложения грязевых вулканов нередко объединяют под общим названием «сопочная брекчия». Действительно, брекчиевидный характер заметен почти всегда, особенно в более грубообломочных породах; сравнительно редко обломки малы и рассеяны в глинистой массе, что делает породу глинистой неслоистой, непохожей на брекчию.

Можно выделить три основных типа отложений: грязевых потоков, выбросов и жерл. Отложения грязевых потоков наиболее распространены. Они состоят из неслоистой серой или темносерой глинистой массы, в которой неправильно рассеяны несортированные, неоднородные, неокатанные обломки более твердых пород, вынесенных и выброшенных во время извержений. По наличию четырех отрицаний — неслоистости, неоднородности, несортированности и неокатанности — грязевая брекчия тождественна с валунной глиной, отличаясь только формой ареалов распространения, не связанных с областями оледенения. Очень похожа сопочная брекчия на отложения оплывин и селевых выносов, от которых отличается большим разнообразием обломков и их меньшими размерами.

Отложения выбросов состоят из более крупных обломков, концентрирующихся около кратера вулкана. Площадь их развития невелика; чаще всего они сливаются с отложениями потоков. В ископаемом состоянии они также будут иметь вид сопочной брекчии, но состоящей из более крупных и более однородных обломков.

Отложения жерл вулканов представляют собой своеобразные неки — столбообразные, трубообразные, или дайки — трещинообразные. На поверхности земли они сохраняются редко (рис. 41), но буровыми скважинами вскрываются часто. Обособление их в кернах не представляет труда; они легко отличаются четырьмя отрицаниями при общем брекчиевидном характере породы.

Мощность сопочных брекчий различна. В потоках она колеблется от нескольких метров до немногих десятков метров. В самих вулканах (сопках) она может достигать нескольких сотен метров, что определяется высотой вулканов. Наконец, в жерлах она обычно около нескольких десятков метров в диаметре; вглубь она может проследиваться на километры.

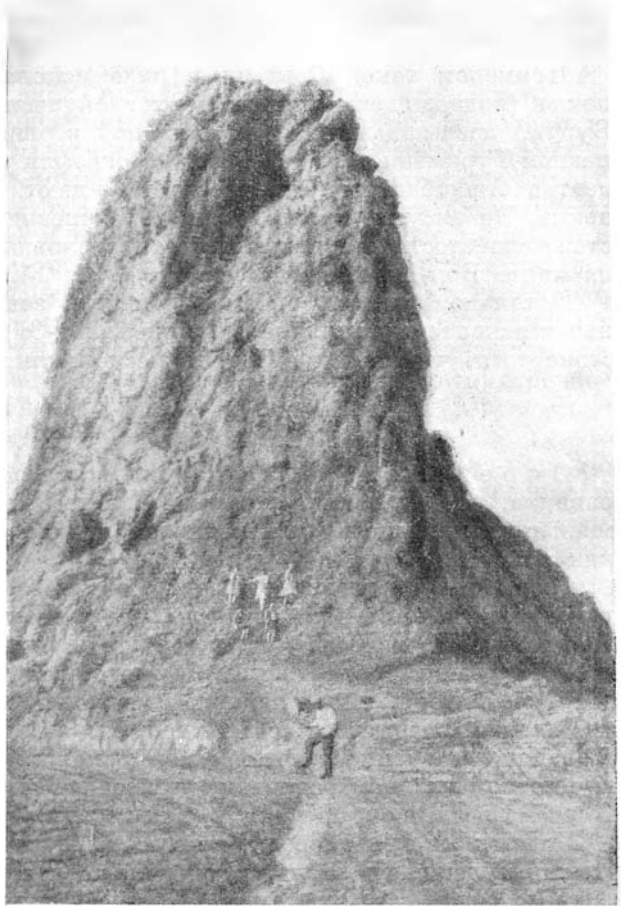


Рис. 41. Боя-Даг. Кара-Бурун. Сопочная брекчия.
Фот. А. А. Али-Заде.

Отложения грязевых вулканов прошлого. Основной причиной возникновения грязевых вулканов служат напряжения, возникающие в земной коре при складкообразовании. Альпийская складчатость наибольшей силы достигла в палеогене и особенно в неогене. Естественно, что в этих отложениях, в частности в неогене, чаще всего и встречаются сопочные брекчии. Нередко неогеновые брекчии связаны с современными, еще действующими грязевыми вулканами, но известны случаи давно потухших и размытых вулканов, от которых сохранилась только спрессованная, затвердевшая брекчия, наполнявшая жерла вулканов.

Примером такой брекчии в виде ископаемого, отпрепарированного некка (подводящего канала) может служить живописный утес Кара-Бурун, возвышающийся на западной вершине массива Боя-Даг, в западном Туркменистане (рис. 41). Фотографии участников экскурсии — студентов Ашхабадского университета — дают представление о размерах некка. На рисунке хорошо видно брекчиевидное строение, полное отсутствие слоистости и сортированности. Условия залегания некка показаны на карте Боя-Дага, составленной К. П. Калицким (1914).

Детально изучена сопочная брекчия, заполняющая подводящий канал в ископаемом вулкане в районе Биби-Эйбата, к югу от Баку, вследствие того, что канал разбурен несколькими скважинами.

СЕРВИЯ ДЮНА

О п р е д е л е н и е. Эта сервия встречается в низинах прибрежная равнина, речная долина и озеро. Она теснейшим образом связана с низиней открытой шельф и в ископаемом виде чаще всего рассматривается как отложения песчаного пляжа.

Дюна, весьма древнее название, обозначает песчаную грядку, вытянутую вдоль берега моря, реки или озера. Дюны почти всегда встречаются группами, протягиваясь параллельно друг другу и сменяя друг друга по простиранию, образуя полосы или пояса дюн.

Ранее материковыми дюнами называли песчаные гряды (в том числе и барханы), развитые в песчаных пустынях. Сейчас они носят различные названия в зависимости от формы; барханами называют скопления песка на плотном гладком основании, имеющие полулунную или серповидную форму. Среди дюн они почти неизвестны.

Подвижные дюны нередко приносят значительный вред, заноса и уничтожая культурные земли, леса, поля, селения и фарватеры рек. Им посвящена обширная литература. На русском языке наиболее полной сводкой до сих пор служит монография Н. А. Соколова (1884; Sokolov 1894) «Дюны. Их образование, развитие и внутреннее строение». Отдельные указания приведены в ряде последовавших работ. По дюнам Германии последняя сводка, написанная Кюне (Kühne), приведена в сборнике «Alluvium» (1934).

В ископаемом виде дюны неизвестны, если не считать немногие разрозненные, предположительные указания. Это объясняется тем, что дюны тесно связаны с песками пляжа или песками речной долины и нередко постепенно переходят в них. Обособление их трудно, но возможно и требует специальных наблюдений. Оно важно для точного определения положения береговой линии.

Пески морских дюн отличаются от песков пляжа тем, что в них значительно реже присутствуют морские раковины, более выветрелые. Не-

редко морские раковины полностью отсутствуют и вместо них встречаются раковины наземных моллюсков и кости животных. Второй существенный признак — это постепенный переход вкост простираения в наземные или пресноводные отложения, болотные или озерные, с одной стороны, и в пески пляжа с морской фауной — с другой. Третий признак — это большая округленность зерен дюнных песков и наличие в них глинистых прослоев; ему посвящена обширная литература: Лутц (Lutz, 1941), Томсон (Thompson, 1937), Россел (Russel, 1939, литература), Мак Кэрти (Mc Carthy, 1935), Баррет (Barret, 1940) и Энгельхардт (Engelhardt, 1940). Этот вопрос рассматривал в своих работах Л. Б. Рухин (1937, 1947, литература, 1953).

Мнения и данные, освещенные в перечисленных, а также других работах, противоречивы и разнообразны, но в подавляющем большинстве случаев они сходятся в том, что зерна эоловых дюнных песков более окатаны, более сортированы и меньшего диаметра. Это правило отнюдь не обязательно и имеет исключения, встречающиеся значительно реже. Так, например, пески пляжа, образующиеся за счет разрушения древних эоловых песков и песчаников, обладают округлыми зернами. Значительная примесь округлых зерен наблюдается в таких участках, с которых ветры, дующие из пустыни, сносят в море массы эоловых песчаных частиц. Наоборот, эоловые пески, образующиеся при непосредственном выдувании ледниковых отложений, обладают угловатыми, мало сортированными зернами. Дюнам посвящены работы Кэррола (Carrol, 1939) и Мелтона (Melton, 1940).

М о р с к и е д ю н ы. Морские, или, точнее, прибрежно-морские дюны, обладают весьма большим распространением. Они встречаются на берегах всех морей, но наибольшего развития достигают вдоль песчаных берегов открытого шельфа и вдоль берегов внутренних и материковых морей.

В Южной Франции, вдоль восточного берега Бискайского залива, дюны непрерывно тянутся на 240 км. Они расположены в несколько рядов (до десяти) и занимают в ширину 4—8, иногда до 10 км. Высота их достигает 90 м. Это одна из наибольших площадей в Европе, занятых дюнами. Они описаны Бюффо (Buffault, 1942) и Коббом (Cobb, 1910).

Далее к северу дюны почти непрерывно тянутся вдоль берегов Голландии и Дании. После перерыва они вновь появляются у Свилемюнде и почти не прерываясь, тянутся на сотни километров, до берегов Рижского залива. Особенно больших размеров они достигают на перемычках — нерунгах, отделяющих лагуны Вислинскую и Курскую. На Курской косе (Куриц-Гафе) высота дюн достигает 60 м. Им посвящены работы Пратье (Pratje, 1942) и Ретгерса (Retgers, 1895).

Вдоль южного, обрывистого, берега Финского залива они отсутствуют и вновь появляются на восточном, пологом, берегу залива, между Сестрорецком и Выборгом. Здесь они детально изучены Н. А. Соколовым (1884). У Сестрорецка ширина полосы, занятой дюнами, достигает 3—4 км, а высота — 20—30 м. Форма их неправильная и грядовое расположение неотчетливое.

Широко развиты дюны и по берегам Белого моря. На Онежском полуострове, к западу от Архангельска, они занимают площадь длиной 12 и шириной 0.5—0.7 км. По данным М. В. Лавровой (1928), дюны представляют собой слабо извилистые гряды, вытянутые вдоль берега, и отдельные холмы. Ближе к берегу высота гряд не превышает 1.5—3.5 м, далее от берега она достигает 5—6 м. Они сложены мелкозернистым (до 0.2 мм)

песком, состоящим из зерен кварца, хорошо отсортированных и окатанных. Песок образовался от выдувания морских террас.

Дюны покрыты растительностью, местами сосновым лесом. Между ними встречаются большие котловины выдувания — места стоянки доисторического человека — со скоплениями кремневых орудий и обломков керамики. Дата стоянок — около 1000 лет до нашей эры.

Еще больших размеров полоса дюн достигает вдоль восточного и юго-восточного берегов Северной Америки. Как уже было сказано выше, здесь вдоль берега тянется зона лагун, отделенная от моря песчаными косами. Длина этих кос, протягивающихся с небольшими перерывами, достигает многих сотен километров. Большая часть их покрыта дюнами. И здесь, несмотря на громадную протяженность, ширина полосы дюн незначительна. Дюны Флориды описаны Курцем (Kurtz, 1942); Северной Америки — Смитом (Smith, 1949).

Для современных дюн характерно следующее: 1) очень большая протяженность, сотни километров обычны; 2) небольшая ширина, которая свыше 10 км считается большой; 3) расположение гряд или холмов в несколько рядов; 4) мощность от 10 до 30 м; более значительные мощности встречаются редко и на небольших участках; 5) нижняя поверхность дюн гладкая, почти горизонтальная; верхняя — крайне неровная, волнистая, бугристая.

Н. А. Соколов (1884) отмечает очень важный факт — большинство дюн образуется на берегах моря, испытывающих опускание, т. е. при трансгрессии моря. При поднятии берегов, регрессии, дюны не образуются или образуются очень редко.

Поэтому при переходе дюн в ископаемое состояние возможны два случая. Первый — при очень медленном наступании моря прибой полностью уничтожает дюны, перерабатывая их в пески пляжа. Тогда в основании разрезов будут залегать пески и галечники зоны прибоя, а дюнные пески будут полностью отсутствовать. Второй случай, неоднократно отмечавшийся в истории современных берегов, — очень быстрое наступание моря типа ингрессии, связанное с незначительным размыванием дюн, уравниванием их поверхности. Тогда в основании разрезов трансгрессирующей толщи будут залегать типичные дюнные пески мощностью от нескольких до 10—20 м. Такие разрезы, особенно в условиях платформ, встречаются нередко. Базальные пески и песчаники в них обычно считаются прибрежно-континентальными, но многие из них, наверно, дюнные.

Механический состав дюнных песков характеризуется мелкозернистостью и высокими окатанностью и сортированностью; последнее наблюдается не всегда.

Величина зерен чаще всего меньше 1 мм; зерна размером 4—5 мм встречаются как исключения. Механический состав песков советского побережья Балтийского моря приведен в табл. 25.

Наиболее крупным зерном и наименьшей однородностью обладают таллинские пески. Это объясняется тем, что они находятся высоко над морем, на поверхности глинта и образовались за счет выветривания ледниковых отложений. Вследствие этого они так же, как и сестрорецкие пески, состоят из угловатых, почти неокатанных зерен. Наоборот, рижские пески наиболее мелкозернисты, однородны и окатаны. Основная масса их принесена Западной Двиной. Пески побережья к западу от Лиепай (Либавы) также мелкозернисты и однородны, но все угловатые с хорошо сохранившимся раковистым изломом. Н. А. Соколов (1884) объяс-

Т а б л и ц а 25

Пески побережья Балтийского моря (в процентах)
(по С. Ю. Раунеру, 1884)

Диаметр зерен в мм	Сестро- рецк	Нарва	Таллин	Рпга	Лиепая (Либава)	Вент- спилс (Виндава)
0.1—0.2	19	51	—	57	40	4
0.2—0.3	37	44	4	43	53	42
0.3—0.4	21	4	11	—	3	31
0.4—0.5	18	1	19	—	4	20
0.5—0.6	2	—	19	—	—	2
0.6—0.7	2	—	22	—	—	1
0.7—0.8	1	—	11	—	—	—
0.8—0.9	—	—	7	—	—	—
0.9—1.0 и более	—	—	7	—	—	—
Средний диаметр	0.29	0.19	0.59	0.18	0.20	0.37
Нерастворимый остаток	98.03	97.52	98.21	99.21	98.45	92.45
Окись кальция	0.12	0.67	0.09	0.09	0.35	2.91

няет малую окатанность тем, что эти пески произошли в результате разывания и выдувания ледниковых отложений, здесь же развитых.

Минералогический состав дюнных песков довольно различен и зависит от состава песков пляжа. Обычно резко преобладает кварц, содержание которого превышает 95 и доходит до 99%, как, например, в рижском песке. В этом песке преобладают бесцветные зерна кварца, но попадаются желтые и даже темнобурые зерна, цвет которых обусловлен наличием пленок окислов железа. Изредка встречаются зерна полевого шпата и роговой обманки и совсем редко розоватые зернышки граната. Такого же состава пески Лиепай. Пески Сестро-рецка содержат те же минералы, что и финляндский гранит. Содержание карбонатов ничтожно. Но уже в песке из окрестностей Вентспилса (Виндавы) содержание их повышается до 3—4%. В песках тех берегов Западной Европы, которые сложены известняками и мергелями, содержание их зерен повышается до 10—25%. Наконец, дюны берегов коралловых рифов сложены песками, состоящими из зерен почти одних карбонатов; и в ископаемом состоянии они представляют собой диагонально слоистые известняки.

Довольно часто в разрезах дюн видны неправильные, изогнутые тонкие углистые полосы (рис. 42); это следы от прослоев почв. Реже под песками или внутри них встречаются линзовидные пласты торфа мощностью 0.5—1.0 м, как, например, у Лиепай.

С л о и с т о с т ь в дюнах весьма различна. Когда песок однороден и подвижен, то слоистость незаметна или едва заметна. Когда чередуются пакки грубозернистого и тонкозернистого песков, то слоистость становится более ясной. Она всегда косая и неправильная (рис. 42). Здесь слоистость вызвана появлением прослоев более грубозернистого и темно-

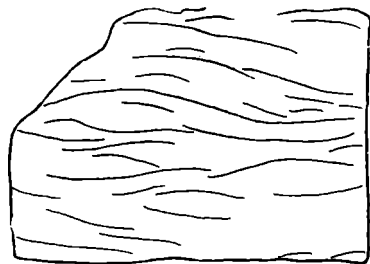


Рис. 42. Разрез дюны у пос. Репино (Куоккала). По Н. А. Соколову, 1884.

окрашенного песка, надуваемого во время сильных бурь. Такой тип слоистости характерен для неподвижных дюн и наиболее распространен. Тип косой слоистости, изображенный в качестве характерного для дюн в курсе Физической Геологии И. В. Мушкетова (1906, фиг. 71), в работах Ю. А. Жемчужникова (1926, стр. 46) и А. В. Хабакова (1951), на самом деле встречается очень редко и только в подвижных дюнах.

Дюны и грядовые пески в пустынях с самого начала своего образования неподвижны и зарастают травой, кустарниками и деревьями. Неподвижными и заросшими они остаются в течение всего времени своего существования. Неподвижные неправильные гряды — это основная форма первичного накопления эоловых песков как у берегов моря и рек, так и в пустынях. Подвижные серпообразные дюны и барханы в пустынях представляют собой вторичные образования, обладающие сравнительно небольшим распространением. В природе, без участия человека, они весьма редки. Человек вырубает деревья и кустарники, пасет скот, который вытаптывает траву. Уничтожение растительного покрова приводит к образованию подвижного песка.

В ископаемом состоянии подвижные дюны и барханы неизвестны. До появления человека они были крайне редки и фактически отсутствовали. Поэтому в ископаемых эоловых песках слоистость почти исключительно первого типа (рис. 42), косая и неправильная, часто почти незаметная или отсутствующая. Слоистость второго типа, характерная для подвижных дюн, в ископаемых песках отсутствует.

Т е р и (teri) — эти красные песчаные прибрежно-морские дюны Южной Индии. Они распространены в самой южной части Индостанского полуострова, по восточному и западному побережьям, на протяжении около 300 км, с небольшими перерывами. Наиболее детально они описаны Фут (Foote, 1883); краткая сводка имеется в работе Вальтера (Walther, 1893).

Каждая площадь развития красных дюн носит свое название. Наибольшая из них — Иддаингуди — имеет длину 25, ширину около 3 км и высоту дюн 45—55 м. Она подпирает пресное оз. Тарувай. Тери Сатам-Колам достигает 65 м в высоту, имеет площадь около 50 кв. км и отличается наибольшим развитием подвижных песков. Тери Котан-Кули обладает наиболее ярким темнокрасным цветом. Ее пески наиболее железистые и содержат значительное количество зерен магнетита. Северные тери, например громадная тери Кудирай-Моли, более низкие, заросшие кустарником и пальмами и менее яркого красного цвета. Самые северные тери небольших размеров, розового цвета и едва отличимы от береговых серых дюн.

Песок тери отличается яркой красной окраской — от темнокрасной до розовой. Он состоит из хорошо окатанных зерен кварца, окраска которых зависит от наличия тонкой пленки глинистых окислов железа. Всегда наблюдается большая или меньшая примесь красной глины, иногда образующей небольшие линзы.

В прослойках красной глины найдены органические остатки, состоящие из кусков древесины и раковин наземных гастропод.

Внутри наиболее высоких тери расположены останцы древних пород, но все же мощность песка достигает не менее 30 м.

Фут (Foote, 1883) привел следующее объяснение образования тери: в предгорьях и холмах Южной Индии широким распространением пользуются латериты, обогащенные железом. Постоянные и сильные ветры, средно переходящие в бури, дуют с гор к морю, перенося громадные ко-

личества продуктов разрушения материалов. У берега моря эти ветры встречаются с бризами, дующими с моря, уравниваются и отлагают переносимый красноцветный песчано-глинистый материал. К этой теории следует добавить, что наличие обыкновенных береговых дюн, расположенных узкой полосой между тери и морем, осложняет отложение продуктов разрушения.

Береговые дюны чаще всего представлены одной неправильной грядой, протягивающейся параллельно краевой гряде тери и резко от нее отличающейся. Светлый, сероватый песок береговой дюны обладает высоким содержанием извести. Вследствие этого при циркуляции подземных вод песок уплотняется в более или менее твердый известковистый песчаник, местами разрабатывающийся в качестве строительного материала. Высота береговых дюн значительно меньше высоты тери, обычно достигает 10—15, редко — 30 м.

Фут (1883) не приводит объяснения причин совместного и близкого нахождения красных железисто-глинистых песков тери и светлых, сероватых известковистых песков береговых дюн. Очевидно, первичной формой накопления служат серые береговые пески. В дальнейшем примесь железисто-глинистого материала, приносимого из областей развития латеритов на материке, окрашивает их в красный цвет и создает прослой красных глин и суглинков. Таким образом, тери, возможно, представляют собой древние береговые дюны, песчаный материал которых выдут с пляжа и только при вторичном передувании или уплотнении был окрашен в красный цвет примесью глинисто-железистого материала, облегающего в виде тонкой пленки кварцевые зерна.

Речные дюны. Располагаются вдоль сравнительно небольших участков современных и древних четвертичных и, возможно, неогеновых речных долин и образуются в результате выдувания речных отложений, главным образом песчаных отмелей, как современных — в русле реки, так и древних — далеко в стороне от него. Древние речные дюны, сплошь заросшие сосновым лесом, носят название «боровых песков». Они расположены на более высоких террасах, иногда занимают большие площади и широко распространены.

Речные дюны образовались сравнительно недавно и частично заросли кустарниками и травой, а частично не покрыты никакой растительностью, подвижные. Для их образования необходимы длительные сухие периоды и сильные, продолжительные ветры; наиболее благоприятны степные, полупустынные и пустынные области. В последних береговые дюны неразрывно сливаются с песчаными пустынями. У устьев рек речные дюны незамтно сливаются с прибрежно-морскими.

Речные дюны распространены на весьма значительном расстоянии, но площади, занимаемые ими, небольшие, уступающие площадям развития морских дюн. Высота речных дюн обычно меньше 10, но иногда достигает 30 м (на р. Дон), по данным Костычева (1884) и Полюнова (1926, 1927).

Современные речные дюны известны даже на таких северных реках, как Оять и Сясь; здесь они небольшие по площади и не более 5 м высотой. На р. Вилуе у г. Виллойска речные дюны весьма значительны, и их песок засыпает целые дома и улицы (устное сообщение Л. В. Пустовалова). Значительно больше они по рекам центральных областей — Оке, Шексне, Мологе, верхнему течению Волги, Западной Двине и Неману; но еще больше речные дюны древних четвертичных рек, имеющие сейчас вид боровых песков. Наконец, на юге они достигают наибольших размеров.

По Днестру, на всем протяжении его среднего течения, на левом берегу, от Десны до порогов, протягивается почти без перерывов полоса дюн, местами достигающая 12 км ширины. Еще более обширна область дюн в низовьях Днестра, где широко расстилаются известные Алешкинские пески. Протяженность их свыше 150, ширина около 30 км. Наибольшая высота дюн, называющихся здесь «кучугурами», 10—12 м. Среди дюн, большей частью заросших лесом и кустарниками, расположены многочисленные озера и болота. Интересно отметить, что громадное развитие дюн в нижних течениях Днестра и Дона совпадает с распространением мощных

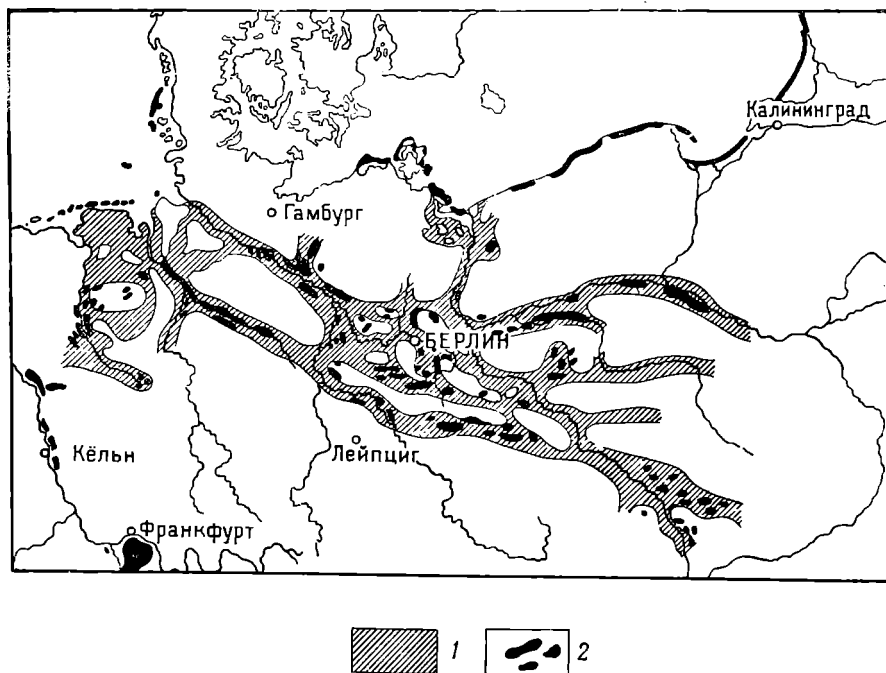


Рис. 43. Древние речные долины и дюнные области Средней Европы. По Кюне (Kühne, 1930).

1 — древние четвертичные долины; 2 — береговые дюны.

языков ледяного покрова, спускавшегося по этим рекам наиболее далеко к югу. Ледяной покров и принес громадные массы песчано-глинистого материала.

Связь речных дюн с мощными ледниковыми реками особенно хорошо наблюдается в Западной Европе (рис. 43), где они детально изучены Кейльгаком (Keilhack, 1917) и описаны Кюне (Kühne, 1931), Герхардтом (Gerhardt, 1900), Хёгбомом (Högbom, 1931).

По составу песок речных и морских дюн одинаковый; только песок речных дюн обладают зернами меньших размеров и меньшим содержанием карбонатов. Слоистость их неясная. Ее подчеркивают только прослойки перегноя. Нередко встречаются пропластки и линзы торфа.

На дюнах рек центральных областей, например на Оке, у Мурома, найдены многочисленные стоянки человека каменного века.

Четвертичные речные пески и дюны, образовавшиеся из них и развитые в Черниговщине, описаны Б. Ф. Земляковым (1931). В долине р. Ивота мощность древних речных отложений дости-

гает 4—6 м; они залегают или на флювиогляциальных отложениях, постепенно переходя в них, или с размывом на морене, или на меловых отложениях. Они представляют собой толщу среднезернистых песков светложелтой окраски с отчетливо выраженной косою слоистостью потокового типа, по Ю. А. Жемчужникову (1926); внизу пески перемежаются с прослоями гравия и гальки.

Поверхность речных песков несет следы значительного раздувания, и на многих участках образуются песчаные гряды, цепи и холмы. Высота их лишь в редких случаях превышает 4—5 м. Обычно они вытянуты в полосу шириной 20—60 м при длине 200—400 м и более в направлении, близком к меридиональному. Асимметрия склонов выражена слабо. Нередко песчаные гряды изгибаются в виде дуг или парабол, всегда обращенных рогами на запад.

Дюнные пески отделены от речных довольно резко выраженной границей, обогащенной более крупными частицами. Слоистость обычно отсутствует совершенно или выражена очень слабо.

Зерна песков хорошо окатаны и сортированы и имеют ровную блестящую поверхность. В верхних горизонтах иногда они покрываются корочкой железистых соединений буроватого или охряно-желтого цвета.

Механический состав дюнных и речных песков показан в табл. 26. В них резко преобладают среднезернистые пески (71—78%); зерна, крупнее 2 мм, отсутствуют. Другие фракции представлены в основном тонкозернистым песком (20—40%). По сравнению с речными песками дюнные пески отличаются высокими однородностью и окатанностью.

Таблица 26

Механический состав дюнных и речных песков р. Ивота (в процентах)
(по Б. Ф. Землякову, 1931)

Типы песков	Глубина в м	Размеры фракций в мм				
		2—1	1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	<0.01
Речные						
Шурф 1 . . .	4.0	0.96	71.75	26.69	0.38	1.18
Шурф 24 . . .	2.0	0.25	50.69	39.66	4.96	5.19
Шурф 7 . . .	2.5	—	48.93	38.18	0.60	12.29
Дюнные						
Шурф 15 . . .	3.0	0.13	78.65	19.75	—	1.60
Шурф 31 . . .	0.5	0.02	73.55	25.13	—	1.32
Шурф 34 . . .	0.8	0.01	75.50	24.19	0.06	0.24

Если прибрежно-морские дюны еще не выделены в разрезах отложений трансгрессирующих морей, то еще менее изучены ископаемые речные дюны, более древние, чем четвертичные. В литературе указаний на них нет.

За счет выдувания речных отложений среднего течения Сыр-Дарьи образуются массивы барханных песков в средней части Ферганской долины, описанные А. Миддендорфом (1882), И. В. Мушкетовым (1906) и В. А. Наливкиным (1887).

О з е р н ы е д ю н ы. По берегам многих озер, например Ладожского, Онежского и Чудского, встречаются небольшие полосы дюн. Они во многих отношениях похожи на морские, представляя собой их уменьшенную копию. В ископаемом состоянии они тоже еще не выделены, несмотря на их безусловное существование.

Примером четвертичных озерных дюнных песков могут служить тихвинские пески, описанные С. А. Яковлевым (1928). Площадь Тихвинских песков достигает 500 кв. км. Преобладают рядовые дюнные и бугристые пески. Рядовые дюны расположены в виде рядов, непосредственно следующих друг за другом или отделенных узкими моховыми болотами. Высота их 10—12 м. Бугристые пески представляют собой песчаные всхолмления неправильной формы, от 6 до 10 м высотой, с пологими склонами и без видимой закономерности в расположении.

Тихвинские пески образовались по берегам обширного ледникового озера, на дне которого отлагались слоистые пески и ленточные глины. По мере высыхания озера дюны заполнили всю его площадь.

Другим примером четвертичных озерных дюнных песков служит ветлужский песчаный массив, занимающий площадь в 270 000 га, расположенный в нижнем течении р. Ветлуги, до впадения ее в Волгу (Горьковская область). Он описан Б. Ф. Земляковым (1928). Подобно тихвинским, ветлужские пески занимают площадь обширного озерного бассейна — разлива, протягивавшегося параллельно, кроме ледяного покрова. По возрасту они более древние и относятся к межледниковой эпохе.

Преобладают бугристые пески, неправильные всхолмления высотой всего 1—2.5 м, разделенные блюдцевидными впадинами глубиной 1—1.5 м. Пески тонкозернистые, с размерами, не превышающими 0.5 мм, но отличаются полным отсутствием пылеватых частиц. Местами заметна косая слоистость. Другой формой песчаных скоплений служат подковообразные дюны высотой 4—8, длиной 100—400 м; их разновидность — барханы, отличаются меньшими размерами; высота их 3—4, длина 60—100 м.

СЕРВИЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ И ПЕЩЕРА

Общая характеристика. Карст широко распространен на земной поверхности и даже на дне моря; соответственно природе самого явления тела карстовых отложений обладают ограниченными размерами и нередко причудливой характерной формой.

Карст получил свое название от области в Восточных Альпах, он весьма широко распространен во многих странах мира для обозначения своеобразного геологического явления. Это явление связано с растворяющей деятельностью поверхностных и подземных вод и на поверхности земли представляет собой воронки, впадины и провалы, а внутри земли — полости неправильной трубчатой формы, полые или заполненные продуктами обрушения и переотложения.

Разногидностью карста служат пещеры; в ископаемом виде их отложения не отличимы от отложений подземного карста. Единственное отличие заключается в том, что пещеры вытянуты по простиранию пласта, а карст перпендикулярен к нему, но в пещерах нередки вертикальные участки, а карст может быть расположен по простиранию пласта. Полости пещер обычно значительно большей высоты, чем полости карста, но протяженность у них одинаковая.

Распространение карста весьма значительно. Он образуется везде, где есть воды, уходящие в участки, расположенные ниже поверхности земли, и где есть породы, которые этими водами могут быть растворены и перенесены.

Наиболее часто карст встречается в областях, сложенных известняками, обнажающимися на поверхности или расположенными на глубине

проникновения поверхностных и подземных вод. В этих областях он достигает и наибольшего развития.

Широко развит карст в толщах различных солей, особенно гипса, и в еще большей степени в соленосных и гипсоносных песках и глинах. Это объясняется тем, что массивы и сплошные пласты солей водонепроницаемы, а соленосные глины и пески легко проницаемы.

Г л и н я н ы й к а р с т, или, вернее говоря, карст в глинах, хорошо сохраняется только при малом количестве осадков, в пустынях, где он выражен весьма типично. В областях с нормальным и большим количеством осадков он быстро замывается дождевыми потоками и исчезает.

С о л я н о й к а р с т, или карст в соляных массивах, развит слабо и то по их окраинам. Сами соляные массивы трудно размываются и всегда в рельефе выражены поднятиями, холмами или даже горами в сотни метров, высотой, как, например, гора Ходжа-и-Мумын, у г. Куляба (Южный Таджикистан).

И з в е с т н я к о в ы й к а р с т наиболее устойчив и распространен. Он развит везде, где обнажаются более или менее мощные толщи известняков, или там, где они расположены не глубже нескольких десятков метров от поверхности. Чаще всего встречается он и в ископаемом виде.

В СССР карст широко распространен. Известняковый карст наиболее типично выражен в массивах юрских и нижнемеловых известняков Крыма (Яйла), Северного Кавказа, Копет-Дага и Южного Таджикистана, но хорошо развит он и в многочисленных других областях выходов карбонатных толщ. Сведения о нем приведены в работе А. А. Крубера (1900), а по карсту Самарской Луки — в работе А. С. Баркова (1932). На Русской платформе многочисленные карстовые воронки и впадины, нередко заполненные озерами и болотами, приурочены к обширной полосе развития ордовичских, девонских, каменноугольных и пермских известняков. Они описаны в обстоятельной работе А. Ф. Якушевой (1949) и в работах А. С. Баркова (1933), А. Н. Мазаровича (1912), В. Ф. Мильнера (1935), Л. В. Пустовалова (1930). Карст Приуралья описан В. А. Варсонофьевой (1915, 1916, 1927), Л. Г. Лыкошиным и Д. С. Соколовым (1954), В. П. Масловым (1945); карст Салаирского кряжа — П. М. Большаковым (1944); Крыма — А. А. Крубера (1915). Общие вопросы карстообразования рассмотрены Н. А. Гвоздецким (1950), И. К. Зайцевым (1940).

К а р с т, с в я з а н н ы й с г и п с о н о с н ы м и и с о л е н о с н ы м и п о р о д а м и, распространен не менее широко, чем известняковый. На Русской платформе он приурочен преимущественно к областям, сложенным пермскими отложениями. Одна из таких наиболее обширных областей — Двинско-Онежский водораздел — описана Н. Соболевым (1899). Другая, не менее обширная область простирается вдоль западного склона Урала. Воронки в окрестностях г. Уфы, опасные для железнодорожного транспорта, исключительно детально описаны Д. Л. Ивановым (1899). Одна из его зарисовок приведена на рис. 44.

В Средней Азии карст связан с гипсоносными и соленосными толщами нижнего мела в южных областях и верхнего мела — палеогена в более северных областях, например в Ферганской долине.

Глиняный карст и бессточные впадины пустынь Средней Азии впервые описаны Б. Н. Надким, обзор их приведен ниже.

Наиболее важные работы зарубежных авторов по карсту и пещерам приведены в списке литературы. Среди них выделяются работы Цвийча (Cvijić, 1893, 1918, 1924) и Сандерса (Sanders, 1921), посвященные карсту

области Карст в Югославии; эта область протягивается от Триеста до Черногории и имеет длину 670 и ширину около 160 км. А. К. Лобек (Lobek, 1939), кроме Карста, выделяет следующие карстовые области: Косс (Causses) в Южной Франции, область Мамонтовой пещеры в Кентукки (Dickens, 1935) и Теннесси, Юкатан с его вертикальными провалами-цепами, Флориду с ее сетью воронок и провалных озер и область крупнейшей в мире системы Карлсбадской пещеры в штате Нью-Мексико.

К поверхностным карстовым образованиям относятся: 1) шрамы, щели и гребни; 2) трещины и поноры; 3) провалы; 4) карстовые воронки и впадины; 5) карстовые овраги; 6) сухие долины рек; 7) карстовые озера, постоянные и периодические.

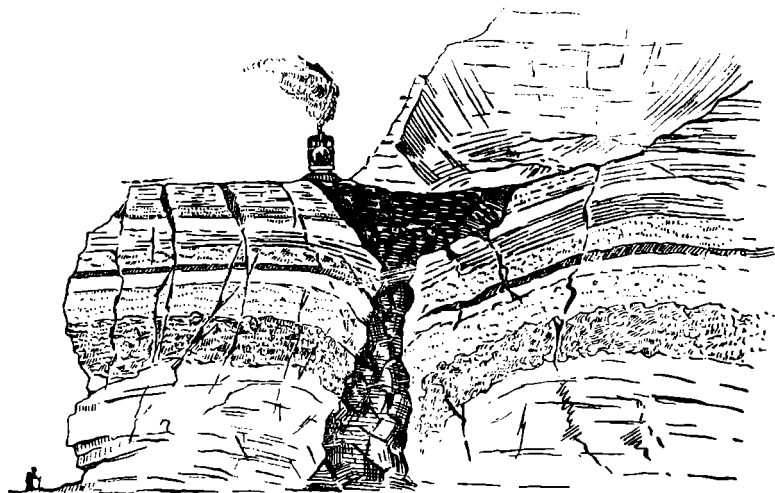


Рис. 44. Разрез через одну из уфимских карстовых воронок.
По Д. Л. Иванову, 1899.

1. Шрамы, щели и гребни. Первое проявление растворяющего действия поверхностных вод на известняки выражается в образовании самых разнообразных многочисленных, тесно расположенных гребней, выступов, шрамов, щелей и ям, размеры их небольшие, не свыше нескольких метров высотой или глубиной.

На славянских языках названия для них нет. Даже Цвийч (Cvijić, 1924) в своей работе, снабженной замечательными иллюстрациями, принимает французское название «ляпье» или в другой транскрипции — «ляпьеэ» (lapiéz). На немецком языке они называются каррами или шраттами (Karr, Schratt). В русской литературе употребляется термин «карр», но он не удобен, так как почти неотличим от термина «кар» — ледниковый цирк. В дальнейшем изложении принято название «карстовые гребешки».

Карстовые гребешки весьма разнообразны по форме (рис. 45 и 46), всегда сравнительно небольших размеров, но нередко распространяются на значительные площади. Многие типы их изображены у Цвийча (Cvijić, 1924).

Часто на поверхности известняков с карстовыми гребешками залегают бокситы, заполняющие все впадины и пустоты между гребешками и обломками, вместе с ними образующие так называемую «бокситовую брекчию». Она особенно типично развита на месторождениях Южноуральского

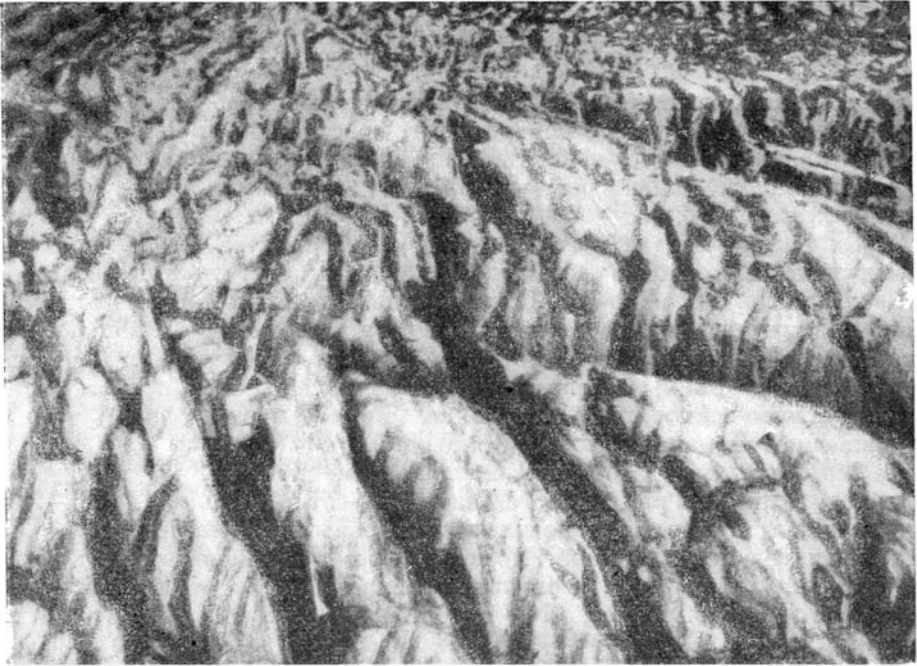


Рис. 45. Карстовые гребешки в начальной стадии развития. Пренж, область Карст. По Цвийчу (Свижіє, 1924).



Рис. 46. Карстовые гребешки в зрелой стадии развития. Между ними располагаются уздубления. Валебит, область Карст. По Цвийчу (Свижіє, 1924).

и Североуральского бассейнов, на некоторых месторождениях Франции и многих других.

Современная поверхность районов карстовых гребешков дает ясное представление о характере поверхности, подстилающей многие бокситовые месторождения. На основании изучения современной поверхности могут быть получены полезные указания о направлении подземных работ на бокситы.

2. Трещины и поноры широко распространены во всех карстовых областях и служат путями, по которым поверхностные воды уходят во внутренние полости. Понорами называют небольшие отверстия самой различной формы, располагающиеся повсеместно, но чаще всего в понижениях рельефа: на дне и по берегам рек и озер, в карстовых воронках и впадинах, в оврагах. В разные периоды один и тот же понор служит устьем восходящего источника (в сухое время года) и началом поглощающего канала (во время половодий).

3. Провалы — это тоже поглощающие каналы, но значительно большего, хотя и ограниченного диаметра — от нескольких до 10—20 м. Они отличаются крутыми, почти вертикальными стенами и более или менее значительной глубиной. По своей форме они напоминают колодцы или шахты. Некоторые провалы в области Косс в Южной Франции имеют вертикальные стены до глубины 150—200 м. В них спускаются на канате.

4. Карстовые воронки и впадины весьма различны по форме; размеры их сравнительно небольшие.

В известняках диаметр воронок и провалов не превышает 100—150 м; когда впадины образуются в результате слияния двух или трех близко расположенных воронок, длина их может измеряться несколькими сотнями метров. В Югославии наибольшие из них достигают 700 м в поперечнике.

Весьма различна и глубина их, обычно колеблющаяся в пределах немногих десятков метров и меньше, но иногда она весьма значительна и достигает 200 м, например в Королевском озере, в Германии.

Рельеф дна впадин различен. Недавно образовавшиеся провалы заполнены грудами обломков и глыб. Постепенно промежутики между ними заполняются песком и глиной, и дно превращается в песчано-глинистую равнину. В Австрии и Югославии такие слепые, бессточные долины заселены. Нередко впадины заполняются водой, превращаясь в озера, а затем в торфяные болота. В качестве примера можно привести воронки плато в южной части Ленинградской области, сложенного ордовичскими известняками и доломитами. А. Ф. Якушева (1947) приводит данные П. И. Желтова и Г. Я. Мейера, которые по форме, размерам и стадиям развития выделяют шесть типов воронок: 1) блюдцеобразные; 2) зачаточные; 3) разывшиеся; 4) с долинкой; 5) цепь воронок; 6) заиленные.

Наибольшее число воронок наблюдается в эхиносферитовых известняках — на 1 кв. км приходится в среднем 3.4 воронки. На других горизонтах число их от 1.7 до 2.2 на 1 кв. км. Глубина воронок достигает 10, в одном случае — около 15 м.

5. Карстовые овраги. Иногда цепи воронок, вытянутые в определенном направлении, развиваются в своеобразные карстовые овраги вследствие разрушения перемычек, ранее разделявших воронки. Стены таких оврагов крутые, обрывистые, а дно крайне неровно и разделяется перепадами на отдельные участки. Еще реже карстовые овраги возникают из длинных и узких провалов.

6. Сухие долины рек в карстовых областях представляют собой обычное явление. Нередки они в известняках западного склона Южного Урала. Реки имеют довольно значительные размеры, например реки Рязяк и Сиказа; дойдя до трещины или понора больших размеров, они с грохотом уходят в них. Их русла ниже поноров летом совершенно сухи и покрыты свежей галькой. Весной, во время половодья, количество воды в реках увеличивается и понор не успевает поглощать ее. Избыток воды заполняет сухие участки русла, покрывая их новой галькой.

7. Карстовые озера бывают постоянные и периодические. Они располагаются на известняках, соленосных толщах и массивах солей.

Карстовыми озерами, расположенными на больших соляных куполах, являются озера Эльтон и Баскунчак и некоторые другие озера Волго-Эмбенской солянокупольной области. Они отличаются простыми округлыми очертаниями, небольшой глубиной и горько-соленой водой. Некоторые солянокупольные озера, например оз. Челкар, к юго-востоку от Уральска, обладают дном, занесенным илом; вода в них почти пресная. Солянокупольные карстовые озера детально описаны на стр. 71. Подобные озера известны и в Венгрии.

Размеры карстовых солянокупольных озер довольно значительны. Оз. Эльтон имеет длину 19, ширину 13.5 км, глубину 1 м, а оз. Баскунчак¹—длину 18, ширину 9.5 км и глубину всего 0.35 м. Оз. Челкар имеет длину 22 и ширину 19 км. Приблизительно таких же размеров оз. Индер. Ничтожная глубина этих озер подтверждает трудную растворимость соляных куполов и отсутствие в них глубокого карста.

Карстовые озера на известняках имеют сравнительно небольшие размеры, нередко они заполняют карстовые воронки, и их диаметр не превосходит 100—150 м и в отдельных случаях достигает нескольких сотен метров. Обычно уровень их сравнительно постоянен, но местами он подвержен значительным периодическим колебаниям, в связи с чем и озера получили название периодических.

В качестве примера назовем некоторые озера Боровичского района, по данным А. Ф. Якушевой (1947). На оз. Годно уровень, помимо ежегодных колебаний, с 1933 по 1939 г. понизился на 8.17 м. Оз. Шерегородо общей площадью 6 кв. км в 1940 г. полностью высохло; вода ушла в поноры на его дне. При заилении этих поноров вода в озере снова поднимется до прежнего уровня. Под четвертичными отложениями этих озер залегают серпуховские известняки.

Отложения периодических озер интересны тем, что в их разрезе среди преобладающих нормальных озерных отложений будут встречаться пачки наземных отложений, горизонты размывов и даже отложения речных русел, пересекавших озерные котловины.

Бессточные впадины и слепые долины пустынь многие исследователи считают суффозионно-карстовыми, т. е. образовавшимися в результате провалов и просадок в подземные полости, возникшие в гипсоносных породах вследствие растворения (карст) и механического переноса (суффозия) подземными водами.

Размеры таких впадин нередко весьма значительны; так, например, впадина Карагие имеет длину около 40, ширину около 20 км и глубину свыше 100 м. Некоторые впадины меньших размеров имеют глубину до 200 м.

Надо иметь в виду, что суффозионно-карстовое происхождение этих громадных впадин не может считаться доказанным, так как нигде (ни на дне их, ни на склонах) не видно брекчий обрушения. Некоторые ис-

следователи считают, что впадины могли образоваться в результате совместной деятельности карстовых процессов и ветра. Не исключена возможность, что впадины образовались только в результате деятельности ветра, без участия карста.

Более детально бессточные впадины описаны ниже, в разделе «Пустыня».

Впадины и просадины над выработками часто образуются в интенсивно разрабатывающихся пластовых месторождениях, где выработка полезного ископаемого приводит к обрушению кровли, например в Донецком бассейне. Искусственное обрушение кровли, даже при выработке пластов угля небольшой мощности (0.7—1.0 м), почти всегда сказывается на поверхности, вызывая образование плоских и широких, ясно ограниченных впадин. Нередко образование подобных впадин, несмотря на их небольшую глубину, угрожает целостности построек, сооружений, железных дорог и особенно водопроводов и газопроводов. Интересно отметить, что на поверхности сказывается обрушение, происходящее даже на глубине во много сотен метров.

Эти явления детально изучены во многих странах, и так называемому «управлению кровлей» посвящена значительная литература. Первые данные, освещающие эти вопросы, относятся к XVI в.; в XVIII в. уже велись систематические наблюдения, но и сейчас многие вопросы остаются нерешенными или недостаточно изученными. В русской литературе первая детальная сводка с многочисленными рисунками и примерами принадлежит Г. Д. Романовскому (1900); среди последних работ выделяется работа С. Г. Авершина (1947) и монографии В. Д. Слесарева (1936, 1952) и П. М. Цимбаревича (1948); можно указать и сборник «Труды совещания по управлению горным давлением» (1948).

По данным С. Г. Авершина (1947), обрушение кровли выработанного участка происходит почти всегда, даже при мощности выработанного пласта меньше 1 м.

Обрушение происходит медленно и незаметно или внезапно. В последнем случае оно сопровождается сейсмическими толчками значительной силы, но небольшого распространения. В 1875 г. на одном из рудников Верхней Силезии произошло внезапное обрушение в пласте мощностью 8 м. Оно сопровождалось глухими ударами и сотрясением почвы в радиусе нескольких километров. Вблизи от рудника, в городе, почва колебалась, «как лодка на воде». В Коларском золотом руднике, в Южной Индии, обрушения на глубине 2000 м вызывали сотрясения, распространявшиеся на расстояние 16—24 км. Сейсмографы зарегистрировали в течение 18 лет 13 000 толчков.

Обрушения в рудниках пластов даже небольшой мощности и на значительной глубине всегда сопровождаются проседанием поверхности земли и образованием впадин, или, как их называют, «мульд сдвижения». При обрушении пласта мощностью 0.9—1.2 м на глубине 120—150 м проседание на поверхности достигало 60% мощности пласта и происходило медленно и плавно. На одном из рудников Англии обрушение пласта мощностью 5.7 м на глубине 670 м при падении от 3.5 до 5° вызвало наибольшее оседание в 2.1 м, происходившее медленно. В Германии при обрушении пачки пластов общей мощностью 40 м оседание достигло 10 м.

Поверхностные впадины — «мульды сдвижения» — чаще всего имеют блюдцеобразную форму с крутыми и узкими краями и почти плоским и широким дном. Реже бока их незаметны, а поверхность неровная. Ме-

стами, особенно при обрушении крутопадающих пластов, образуются воронки глубиной в несколько метров.

При обрушении высоких выработок и камер образуются провалы значительной глубины. Так, в 1880 г. на соляных разработках в Англии произошли крупные обрушения, а сейчас на их месте образовалось глубокое озеро.

В Чехословакии в рудник, где на глубине около 100 м разрабатывался пласт мощностью 28—30 м, внезапно прорвался пльвун. Это вызвало оседание, местами достигшее 15 м. В близко расположенном г. Брюкке внезапным обрушением были совершенно разрушены 31 дом и сильно повреждены 35 домов.

Примеров таких внезапных и значительных обрушений много. Для нас они важны потому, что с полной несомненностью устанавливают генетическую связь подземных обрушений с поверхностными воронками и впадинами.

Другой очень важный вывод заключается в том, что подобные обрушения, даже происходящие на больших глубинах, всегда отражаются на поверхности. Соответственно глубина образования естественного карста ограничена только глубиной циркуляции подземных вод. Там, где они текут, независимо от глубины их залегания, происходит образование подземных пустот и обрушение, а над ними, на поверхности, возникают карстовые воронки и впадины.

При обрушении значительных подземных пустот в обрушающихся,двигающихся толщах происходят различные изменения, кратко рассмотренные в работе С. Г. Авершина (1947). Эти изменения выражаются: 1) в раздроблении значительных масс хрупких слоистых пород и образовании участков, сложенных брекчией обрушения; 2) в образовании раздробленных зон по краям смещенной массы типа тектонической брекчии; 3) в образовании зон изогнутого залегания пластов — зон флексур.

Нарушения залегания, вызываемые провалами, в естественных условиях еще более разнообразны, чем при обрушении выработок. Они детально описаны и обильно иллюстрированы Гундтом (Hundt, 1950). Первый тип нарушений — это образование ничем не заполненных провалов. Второй тип — воронки и цилиндрические провалы, заполненные брекчией, которая состоит из обломков, не связанных со стенками. Третий тип — то же, но заполненные обломками, ясно связанными с породами, слагающими стенки провалов. Четвертый тип — изгибы пластов в опустившейся части без раздробления типа флексур, а иногда и складок.

Отложения карстовых воронок и впадин. Эти отложения, в частности железные руды, бокситы и огнеупорные глины, а иногда бурые угли (лигниты), нередко имеют промышленное значение.

Интересно отметить, что образование железных руд и бокситов в современных карстовых озерах и болотах неизвестно и все обнаруженные месторождения связаны с ископаемым карстом. Однако очевидно, что лигнит, вернее торф, образуется в современных торфяных болотах, нередко заполняющих карстовые впадины.

Примером карстовых железных руд могут служить руды карстовых воронок нижнемелового возраста, развитых в Каменском и Багарякском районах восточного склона Среднего Урала. Эти небольшие месторождения разрабатывались кустарным методом и сейчас уже полностью выработаны.

За годы войны были проведены магнитометрические поиски, изучение и частичное разбуривание многочисленных карстовых воронок в тех же

районах Урала, заключающих тела бобовых бокситов, обладающих магнитными свойствами. Нижнемеловой возраст каменных бокситов, описанных В. А. Вахрамеевым (1946), определен на основании того, что воронки с бобовыми бокситами трансгрессивно перекрыты морскими верхнемеловыми песками, а в лигнитовых глинах, сопровождающих бокситы, найдены остатки растений и пыльца нижнемелового возраста.

Для карстовых воронок Каменского района интересно отметить несомненно доказанные две эпохи карстообразования. Первая, нижнемеловая, эпоха — образование воронок и бокситовых залежей. Следующая, верхнемеловая-палеогеновая эпоха — весь район был перекрыт морем, карстовые процессы прекратились. В неогене и особенно в конце четвертичной эпохи они снова возобновились. В это время произошли наиболее значительные поднятия всего восточного склона Среднего Урала, что усилило деятельность поверхностных и подземных вод. Карстовые воронки начали снова расширяться и углубляться, образовались новые полости, что вызвало обрушение в них пород, ранее сплошь выполнявших воронки, в том числе и бокситовых залежей. Следы таких обрушений, сопровождавшихся изгибом, смещением и раздроблением бокситовых тел, вскрыты разведочными работами.

Подобное омоложение и возобновление карстообразования отмечалось и для некоторых других районов и, повидимому, представляет распространенное явление.

Ископаемый карст в белом мелу бассейна Дона описан А. А. Дубяньским (1937). По его мнению, карст образовался местами в конце мела («в допалеогеновую эпоху»), местами в неогене (в ергенинскую эпоху). У Старого Оскола в карстовых воронках в туронском белом мелу, заполненных ергенинской толщей, встречен пласт лигнита. В других воронках глубиной до 25—35 м, в этом же районе найдены жирные гончарные глины. В воронках Землянского района встречены красные латеритоподобные глины, а в воронках Нижнедевицкого, Павловского и Калачевского районов и других пунктах — залежи каолина мощностью 3—4 м, местами высококачественного.

А. А. Дубяньский (1937) считает, что бурые железняки и фосфориты хоперского горизонта в Павловском районе представляют собой образования карстовых воронок. На приводимых им иллюстрациях действительно видно, что эти отложения заполняют впадину в белом мелу. Однако заполнение это вторичное и произошло потому, что породы хоперского горизонта, отложившиеся на дне моря параллельно поверхности белого мела, значительно позже (не раньше неогена) просели во внутреннюю полость типа пещеры, образовавшуюся в толще мела.

Древний карст, сопровождавшийся образованием залежей железных и марганцевых руд, кратко описан Н. М. Страховым (1947). В Швейцарии воронки образованы в известняках нижнего мела и верхней юры и перекрываются глинами олигоцена (рис. 47). В Германии такие воронки приурочены к массивным девонским известнякам Эйфеля.

Отложения областей карстовых гребешков и щелей. Эти своеобразные области описаны выше (стр. 126). В эпоху их активного развития резко преобладают процессы растворения, разрушения и сноса. Никаких отложений на их поверхности не образуется, кроме небольших количеств обломков, заключенных в красную глинистую породу («terra rossa» — «красная земля»), — остаток от растворения известняков.

Но когда область карстовых гребешков и щелей опускается к уровню моря и ниже его, она из области разрушения становится областью накоп-

ления. Все пространство между гребешками и выступами, все щели, ямы и пустоты заполняются новыми отложениями, ничем с известняками не связанными. Обломки, выступы и отростки известняков облекаются со всех сторон этими новыми породами, образуя брекчиевидную породу.

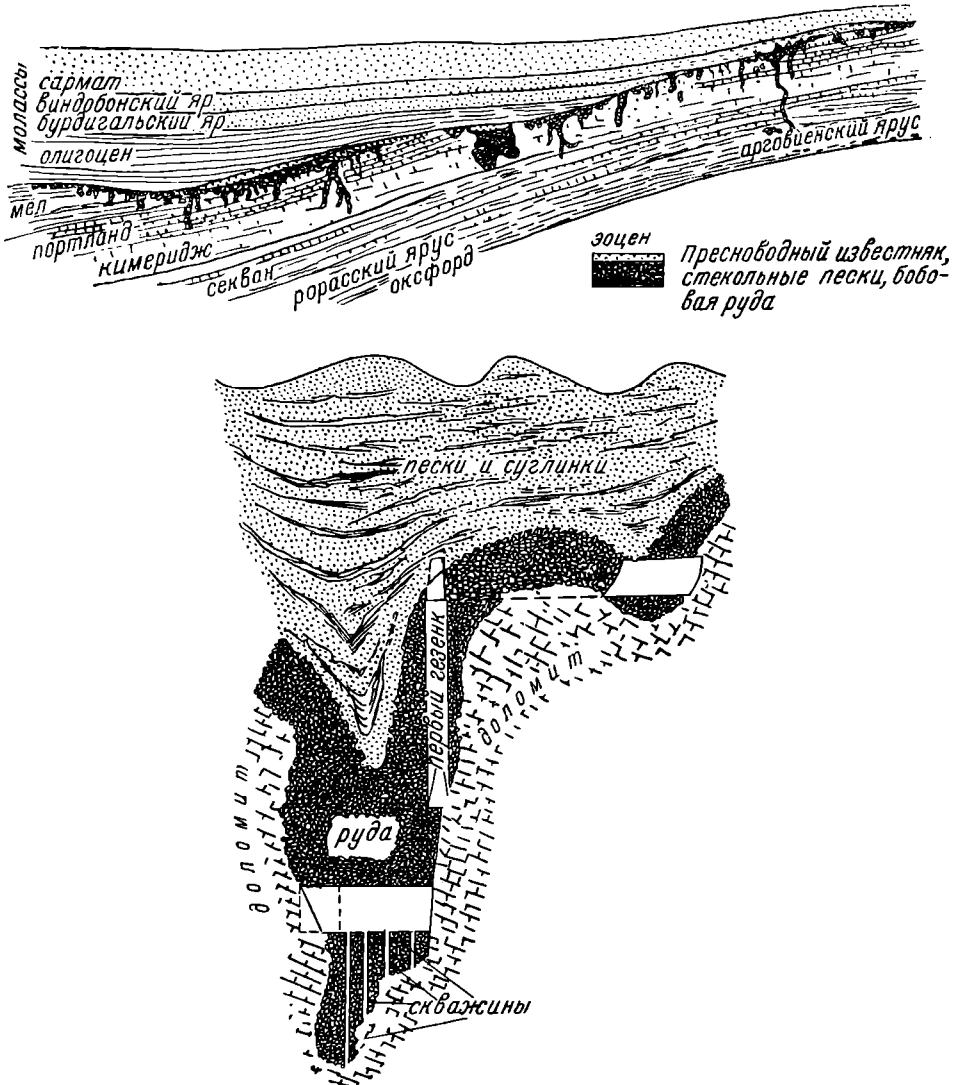


Рис. 47. Карстовые воронки в нижнемеловых известняках Швейцарии, заполненные бобовыми железными рудами, стекольными песками и пресноводными известняками. По Н. М. Страхову, 1947.

Наиболее известный и изученный пример таких брекчий — бокситовые брекчии. Бокситы и бокситовые породы, осаждаясь в виде тончайшего химического осадка, не только заполняют все полости и отверстия, окружая куски известняков, но местами замещают последние.

Другой пример приводит А. Ф. Якушева (1949). Глубокие буровые скважины, пройденные в нижнем течении Камы, установили, что поверхность нижеартинских известняков сильно разрушена и эродирована

и высотные отметки изменяются на близких расстояниях. Все углубления и неровности заполнены брекчиевидной породой, часто внедряющейся в толщу известняков в виде ветвящихся заполнений трещин и пустот. Брекция состоит из кусков известняка, заключенных в красноцветных песчано-глинистых отложениях лежащей выше уфимской толщи.

Подземные полости и пещеры теснейшим образом связаны с наземными воронками и впадинами, наличие которых указывает на обязательное присутствие на глубине полостей и пещер. Чем больше пещеры и полости, тем больше карстовые воронки и провалы.

В соляных массивах пещеры и внутренние полости почти неразвиты. Это обуславливает и характер поверхностных впадин на них.

Еще люди каменного века пользовались пещерами как жильем. Своей необычностью и живописностью они всегда привлекали большое внимание. Специфическое значение они приобрели во время современных разрушительных войн, когда все зарывается вглубь земли: не только люди и орудия, но склады и даже целые фабрики и заводы. Неоднократно для этих целей использовали пещеры и гроты. Все это вызвало появление обширной литературы. Среди более ранних выделяются работы Мартелли (Martell, 1894), Цвийча (Cvijič, 1893, 1918); среди недавних — работы Дэвиса (Davis, 1930) и Свиннертона (Swinnerton, 1932), Крамера (Cramer, 1935). Своеобразные пещеры-ледники описаны Ю. Листовым (1885).

Пещеры и внутренние полости образуются в различных породах и обладают самыми разнообразными формами и размерами. Наибольшего развития они достигают в известняках, легко растворимых и дающих устойчивые стенки.

Размеры пещер нередко измеряются сотнями метров в длину и десятками в высоту. Они зависят от мощности и строения тех известняковых толщ, в которых образуются. Отдельные пещеры, соединяясь узкими и низкими переходами, тянутся на километры, а в отдельных случаях — на десятки километров.

По данным Лобека (Lobeck, 1939), длина «Большого Зала» в Карлсбадских пещерах, в штате Нью-Мексико, достигает 8000, а высота — 60 м. Высота другой пещеры в этом же штате достигает 75 м. Протяженность галерей в Мамонтовой пещере, в Кентукки, не менее 250 км.

Еще большей протяженности достигают полости и ходы, пронизывающие буквально весь известняковый массив. Их длина зависит только от размеров самого массива, и в тех массивах, которые тянутся на сотни километров, их длина измеряется тысячами километров.

Пещеры и полости в палеозойских известняках Русской платформы описаны в работе А. Ф. Якушевой (1947). Она приводит многочисленные примеры для ордовичского плато Ленинградской области, известняков Подмосковского бассейна и Самарской Луки, когда при бурении инструмент проваливался во внутренние полости. Глубина таких полостей обычно не превышала 2—3 м, но в Подмосковном бассейне, у д. Кресты, в 1933 г. буровая скважина под угленосными отложениями вскрыла громадную пещеру или вертикальный провал. С глубины 67 и до глубины 142 м, т. е. 75 м, буровой инструмент беспрепятственно шел по полости, почти доверху наполненной водой. В соседних районах была встречена пустая полость, вернее пещера, высотой 4.5 м и пещера высотой 20—25 м, заполненная обрушившимся сводом.

Состояние пещер и полостей различно. Многие из них в большей части полые, другие почти заполнены химическими и обломочными отложениями, третьи заполнены цеолитом. Многие ходы и полости частично запол-

нены подземными водами, образующими потоки различных размеров — от едва заметных струй до мощных рек. В больших пещерах иногда возникают подземные озера. Массы подземных вод, медленно проходя через известняки, растворяют их и в конце концов могут полностью их уничтожить.

Карстовые воды. В закарстованных известняках количество внутренних ходов и полостей настолько значительно, что буровые скважины почти всегда встречаются участки, заполненные продуктами разрушения, или буровой инструмент проваливается в пустоты. Подземные выработки — шахты, штольни и штреки — также часто встречаются такие полости, пустые или с водой. Количество воды колеблется от едва заметных струек, вызывающих только появление влажности на стенках выработок, и струй, образующих источники значительных размеров, до подземных рек, прорыв которых вызывает катастрофы. Последние, к счастью, встречаются очень редко, но большие источники также могут причинить крупные неприятности и вызвать необходимость в специальных насосах. В некоторых выработках просачивающаяся вода образует настоящий дождь и работать приходится в непромокаемых костюмах.

В Кизеловском угленосном бассейне, где на углях залегают мощная толща закарстованных известняков, для изучения карста и разработки мер борьбы с ним была организована карстовая станция. Существенные результаты работ этой станции суммированы в работе С. В. Ильина и М. С. Кельманского (1938).

В Североуральском бокситоносном бассейне на бокситах залегают мощная толща эйфельских известняков, а подстилают их массивные закарстованные лудловские известняки. Реки, протекающие по лудловским известнякам, через многочисленные поноры (отверстия) и трещины тесно связаны с карстовыми водами и служат основным источником их питания. Вначале, когда эта связь еще не была установлена, воду, выкачиваемую из выработок, спускали в реки, а из них она снова шла в выработки. Когда этот кругооборот был установлен, поноры в русле реки были заделаны, и это резко сократило приток воды в выработки.

Отложения пещер и полостей бывают химические, обломочные и органогенные.

Химические отложения — это прежде всего сталактиты, сталагмиты и натечные корковые образования. Мощность их достигает нескольких метров, а в редких случаях — десятков метров. Некоторые пещеры почти нацело выполнены ими. В подземных источниках, реках и озерах местами образуются крупные блестящие оолиты и пизолиты, так называемый «пещерный жемчуг».

Местами в застоных камерах и раздувах с очень медленным притоком и оттоком вод, насыщенных CaCO_3 и SiO_2 , происходит кристаллизация их и образуются жеоды и полости, заполненные великолепными громадными кристаллами кальцита, исландского шпата, горного хрусталя и оптического кварца. Жеоды, достигающие более значительных размеров — нескольких метров в поперечнике, называются «хрустальными пещерами».

Иногда кристаллы исландского шпата образуются на стенах больших пещер в известняках. Подобные пещеры, расположенные в верховьях р. Магнан, в Гиссарском хребте (Таджикистан), описаны Н. А. Левенем (1940). Вместе с кальцитом встречены киноварь, флюорит, кварц, антимонит и барит; в самих кристаллах кальцита заключены кристаллы халькопирита, пирита, марказита, рутила. Это позволило Н. А. Левену (1940)

сделать вывод о том, что образование кристаллов обязано деятельности горячих источников, поднимавшихся по трещинам.

Там, где движение воды более быстрое, кристаллизация создаст микрокристаллические или аморфные концентрические слои, постепенно выполняющие полости. В образовании таких концентрических структур, кроме кремнезема и кальцита, принимают участие соединения многих других элементов — железа, марганца, бария, стронция и даже радия.

Вообще концентрация сульфидных руд свинца, цинка, серебра, железа в подземных областях и на стенах пещер происходит в значительно больших масштабах, чем это обычно считают. Дэвис в содержательном очерке о пещерах в известняках, в разделе «Рудоносные пещеры» (Davis, 1930), приводит примеры пещер и подземных полостей США, в которых наблюдается рудообразование. Зибенталь (Siebenthal, 1915) в большой работе доказывает осадочное образование свинцовых и цинковых руд штатов Миссури, Канзас и Оклахома, связанных с мощными палеозойскими известняками.

Нет сомнения, что некоторые залежи и тела свинцовых руд в известняках хр. Кара-Тау (Казахстан) также представляют собой выполнения подземных полостей и трещин.

Обломочные отложения пещер, образующиеся в результате обвалов стен и потолков, представляют собой брекчии обвалов. Более мелкие продукты разрушения заполняют впадины на дне пещер в виде неслоистых или неясно слоистых масс песчаного и пылеватого материала. Они нередко содержат кости и скелеты животных, а также людей, живших в пещерах; среди них наблюдаются скелеты людей, живших в каменном веке, и современных — китайцев, арабов, сирийцев и других народностей, населявших области с редкой древесной растительностью.

На дне подземных озер отлагаются илистые и пылеватые тонкослоистые отложения с остатками своеобразных слепых пещерных животных. Характер пещерных отложений изображен на схематическом разрезе Гейленрейтерской пещеры в Германии (рис. 48).

Примеры отложений в пещерах Русской платформы приведены в работе А. Ф. Якушевой (1947).

Полости в ордовичских известняках Ленинградской области, по определению Н. Ф. Погребова, нередко заполнены зеленоватой и красно-бурой пластичной глиной среднедевонского возраста. Другие пустоты заполнены обломками, щебенкой и доломитовой мукой.

Для Самарской Луки, сложенной в основном мощными верхнепалеозойскими известняками, более или менее доломитизированными, весьма характерно повсеместное распространение доломитовой муки, заполняющей подземные полости и трещины. М. Э. Нойнский и позже Н. В. Соловьев считали доломитовую муку продуктом выщелачивания. Последний указывал, что образование доломитовой муки представляет собой частный своеобразный случай процесса карстообразования.

По А. Ф. Якушевой (1947), «сама доломитовая мука в одних случаях представляет собой рыхлую мучнистую массу, состоящую из тонких, однородных по величине, преимущественно доломитовых частиц, тогда как в других случаях, и это чаще, она представляет пеструю смесь различных по величине частиц, комочков и обломков, размерами от мельчайших долей миллиметра до нескольких сантиметров». Надо добавить, что по внешнему виду доломитовая мука нередко близко напоминает мелкозернистый кварцевый песок, отличаясь только меньшей твердостью своих частиц, которые не царапают стекло.

Другая распространенная и не менее своеобразная карстовая порода Самарской Луки — доломитовые и гипсовые брекчии, описанные М. Э. Ноинским (1913). При интенсивном движении карстовых вод по гипсоносным породам, доломитам и известнякам наиболее растворимые и подвижные частицы выщелачиваются, а может быть и вымываются (суффозия), причем образуются пустоты. Последующие обрушения пород в эти пустоты вызывают образование различных брекчиевидных пород — брекчий выщелачивания и обрушения, карстовых брекчий.

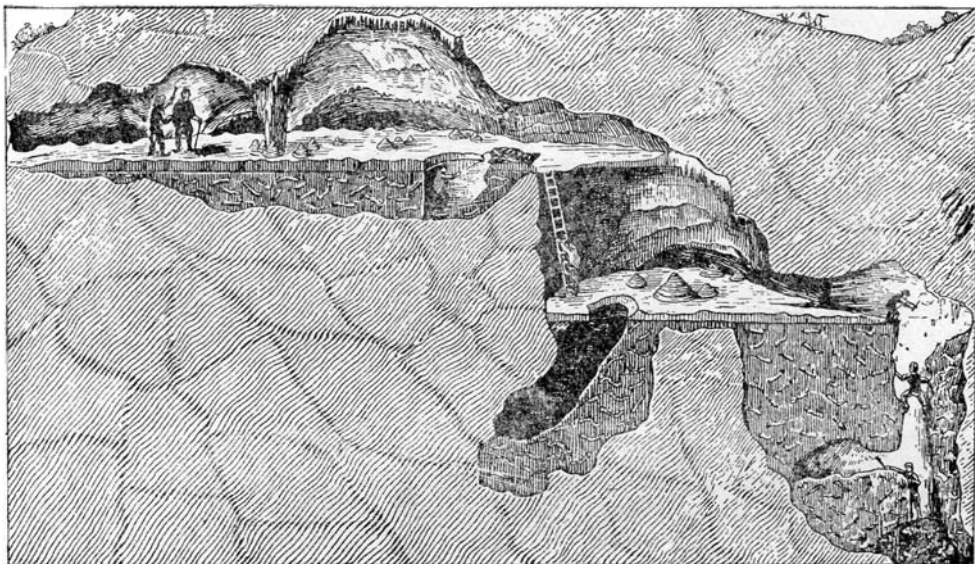


Рис. 48. Разрез Гейленрейтерской пещеры в Германии. По И. В. Мушкетову, 1906. Заполнение пещеры химическими и обломочными отложениями, последние преобладают.

В артинских известняках нижнего течения Камы глубокие буровые скважины тоже вскрыли мощные прослои доломитовой муки и разрушенных в щебень брекчированных карбонатных пород.

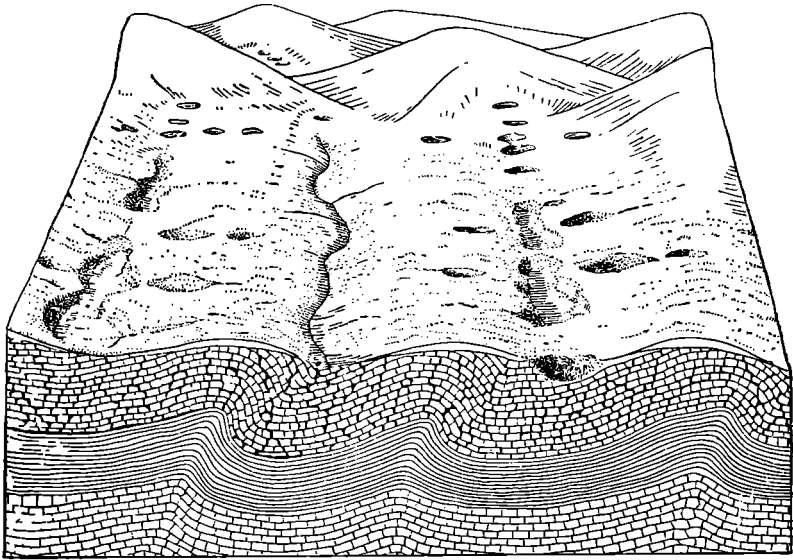
В турнейских и верхнедевонских известняках Подмосковного бассейна скважины и выработки вскрыли пещеры, заполненные обломками обрушившихся в них пород угленосной толщи.

Органогенные отложения пещер состоят из скоплений кала летучих мышей и продуктов его разрушения. Значительно реже встречаются скопления костей животных, иногда образующих прослой костяной брекчии.

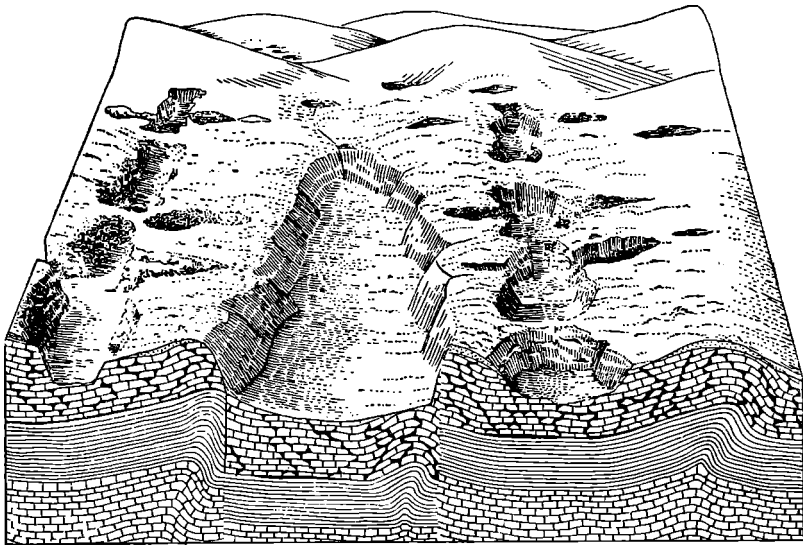
Примесь органических веществ в пещерных отложениях резко повышает содержание фосфора и нитратов и позволяет использовать их в качестве удобрения. Реже они разрабатывались для получения селитры.

История карстообразования. Карстообразование, как и все другие процессы, имеет свое начало — молодые стадии развития, наибольшее развитие — зрелые стадии и конец — старческие стадии развития. Первая попытка расчленения карстообразования на стадии и графического их изображения принадлежит Цвийчу (Cvijič, 1918). Блок-диаграммы Цвийча были повторены Сандерсом (Sanders, 1921) и вошли в литературу. В 1948 г. они в упрощенной и более ясной форме были выпол-

нены Энгельном (Engeln, 1948) (рис. 49, А). Рис. 49 изображает карстовую область в молодой стадии развития; многочисленные воронки местами



А



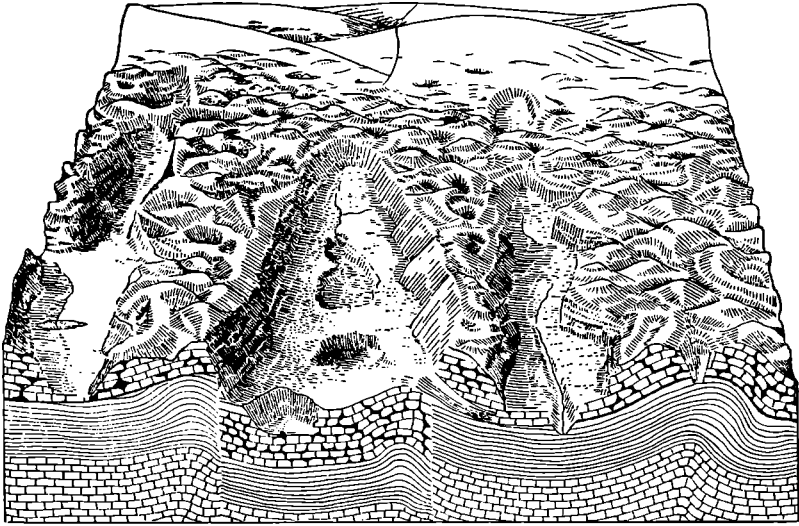
Б

Рис. 49. Стадии развития карстовой области. По Энгельну (Engeln, 1948).

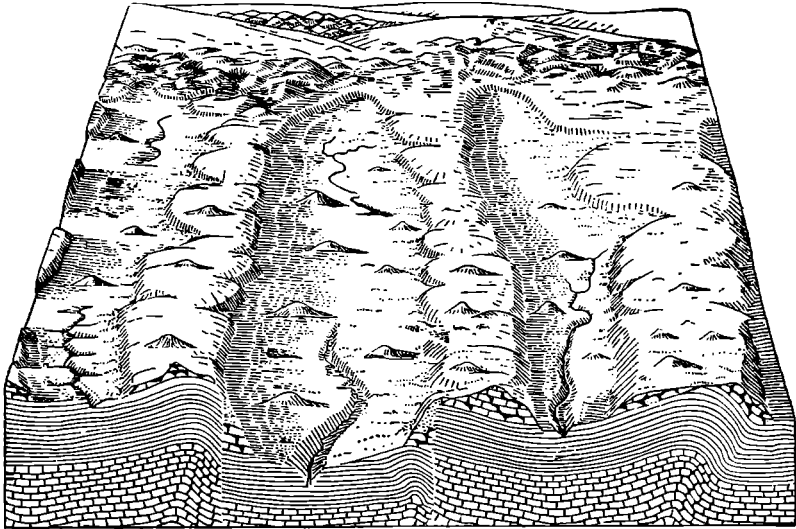
А — молодая стадия; Б — начало зрелой стадии.

сливаются, образуя более значительные впадины. Подземный дренаж активно растворяет известняки, собранные в складки. Карст начался еще тогда, когда известняки были покрыты более молодыми отложениями, на рисунке уже смытыми, так же как и часть известняков. Образование

воронки всегда сопровождается образованием внутренних полостей — пещер, на рисунке не изображенных.



В



Г

Рис. 49. (Продолжение). Стадии развития карстовой области.
По Энгельну (Engeln, 1948).

В — конец зрелой стадии; Г — старческая стадия.

Карстовая область в начале зрелой стадии изображена на рис. 49, В. Воронки еще более сливаются с впадинами, а последние достигают еще больших размеров. В средней части области образуется обширная замкнутая, бессточная долина, разрезанная профилем. На профиле изобра-

жено, что она представляет собой грабен, но это не обязательно; в правой части рисунка образуется долина не меньших размеров, без всякого участия сбросов.

Рис. 49, В — конец зрелой стадии. Образуются три большие бессточные впадины-долины; на дне наибольшей из них снова появляются воронки. Водоразделы между этими впадинами-долинами также сплошь испещрены воронками. Размыв известняков зашел далеко, и они пронизаны пещерами и пустотами.

Рис. 49, Г — старческая стадия развития карстовой области. Толща известняков почти уничтожена, за исключением небольших гор-останцов. Вскрыта водонепроницаемая глинистая толща и восстановилась поверхностная речная система, отсутствовавшая в эпоху карстообразования.

Схемы Цвийча—Энгельна содержат неточности и пропуски, например не изображено избирательное развитие карста в антиклиналях, но общая картина истории карстообразования ими представлена весьма наглядно. Хорошо видно и постепенное уничтожение толщи известняков. Надо сказать, что такое полное уничтожение известняков встречается редко. Чаще толща известняков с развитым в нем карстом и карстовыми отложениями снова опускается ниже уровня моря и трансгрессивно перекрывается более молодыми отложениями. Карстообразование при этом прекращается, но может снова возобновиться при вторичном поднятии области выше уровня моря. Такое возобновление, или, как говорят, «омоложение», уже отмечалось выше для Каменского района на восточном склоне Среднего Урала.

В заключение надо отметить, что сервия карстовая область встречается во всех континентальных нимиях, но в некоторых из них, например в горных областях или на долосклонах, карст быстро уничтожается горной эрозией или в процессе своего развития на длительно существующих долосклонах.

В других нимиях, например на прибрежных или предгорных равнинах, постоянно поднимающихся и опускающихся, карст погребается в результате опусканий и морских трансгрессий или вследствие усиления накопления продуктов разрушения гор. В этих нимиях примеры ископаемого карста нередки.

С ископаемым карстом связаны некоторые месторождения железных руд, бокситов, марганцовых руд, огнеупорных глин, углей и, вероятно, другие, еще недостаточно изученные. Поэтому в областях, благоприятных для сохранения ископаемого карста, необходимо производить поиски месторождений этих полезных ископаемых.

СЕРВИЯ ПЕСЧАНЫЙ КОНУС

Сервия песчаный конус в настоящее время не существует и, подобно сервии макроперешеек, служит примером относительности принципа актуализма — некоторые крупнейшие геологические явления прошлого не имеют современных аналогов, и чем дальше мы углубляемся в изучение прошлого, тем таких явлений становится все больше и больше. Вписывание всех явлений прошлого в рамки современности — это крупная и грубая методологическая ошибка. Но еще более крупная и грубая ошибка заключается в пренебрежении и тем более в отказе от изучения явлений современности и приложивения этого изучения к анализу явлений прошлого. Только путем сравнения с современностью мы можем понять необыкновенные и отсутствующие сейчас явления прошлого.

Название «песчаный конус» предложено для громаднейших скоплений песка, которые имеют вид пологих конусов шириной и длиной во многие десятки километров и мощностью около 1500 м и больше, располагающихся на поверхности материков.

Примером таких скоплений песка служит красноярская свита Кузнецкого бассейна, описанная В. И. Яворским и П. Ф. Ли (1948). Наибольшая мощность ее не менее 1600 м. Примеров накопления таких громадных толщ песков ни в четвертичную, ни в современную эпохи мы не знаем.

Дельтой красноярская свита не может быть потому, что ни в ней, ни в ильинской свите, в которую она переходит по простиранию и которая ее окружает, нет морской фауны. Ближайшая морская фауна верхнепалеозойского возраста встречается не ближе многих сотен километров. Не может она быть также озерной дельтой, так как в озерных дельтах больших рек, например в дельте Аму-Дарьи, широко распространены глинистые отложения, да и мощность во много раз меньше. Теми же особенностями отличаются наземные дельты, например Мургаба и Теджена.

Гораздо больше похожа красноярская свита на конусы выноса, располагающиеся вдоль подножий высоких горных хребтов. У них и мощность того же порядка, что у красноярской свиты, и так же широко развиты песчаники. Однако ни в одном из современных (и четвертичных) конусов выноса не наблюдается такая высокая сортировка — 93% — песчаников и полное отсутствие глин. Литологический состав современных среднеазиатских, кавказских, гималайских и других высокогорных конусов выноса настолько резко отличается от состава красноярской свиты, что параллелизация их должна быть оставлена.

Красноярская свита — это совершенно своеобразное геологическое явление, заслуживающее выделения в самостоятельную сервию. В ее состав входят различные фации: песчаники разного состава и происхождения, алевроиты и конгломераты.

Точные контуры тела красноярской свиты неизвестны. Она располагается в северо-западной части Кузнецкого бассейна и слагает большую синклинальную складку, прорезанную долиной р. Томь. Лучшие обнажения расположены у г. Кемерово и прослеживаются в восточном крыле синклинали на протяжении 56 км; далее они выклиниваются и замещаются ильинской свитой. На значительном расстоянии они прослежены и в западном крыле синклинали, где они также постепенно выклиниваются. Таким образом, в поперечнике площадь развития красноярской свиты достигает 90—100 км.

Мощность отложений тоже точно не замерена, но, повидимому, она составляет не менее 1600 м; мощность нижнего отдела — 600, среднего — 200 м.

Изменения по простиранию выражаются в уменьшении мощности и, наконец, в полном выклинивании. Песчаники красноярской свиты замещаются ильинской свитой, отличающейся ритмическим чередованием глинистых сланцев, песчано-глинистых пород и песчаников; ильинская свита тоже бедна прослоями углей.

Изменения по вертикали выражаются в том, что подстилающая кузнецкая свита, состоящая из глинистых сланцев (аргиллитов), чередующихся с алевролитами и песчаниками, сменяется непрерывной толщей песчаников красноярской свиты. Верхняя граница плохо обнажена, и только в одном районе видно, как на небольшом расстоянии песчаники

красноярской свиты сменяются песчаниками ерунаковской свиты, выше которых лежат глинистые сланцы, подстилающие пласт угля.

Красноярская свита подстилается и покрывается и переходит по простирацию в континентальные отложения. Это не оставляет сомнения в том, что и она относится к континентальным отложениям.

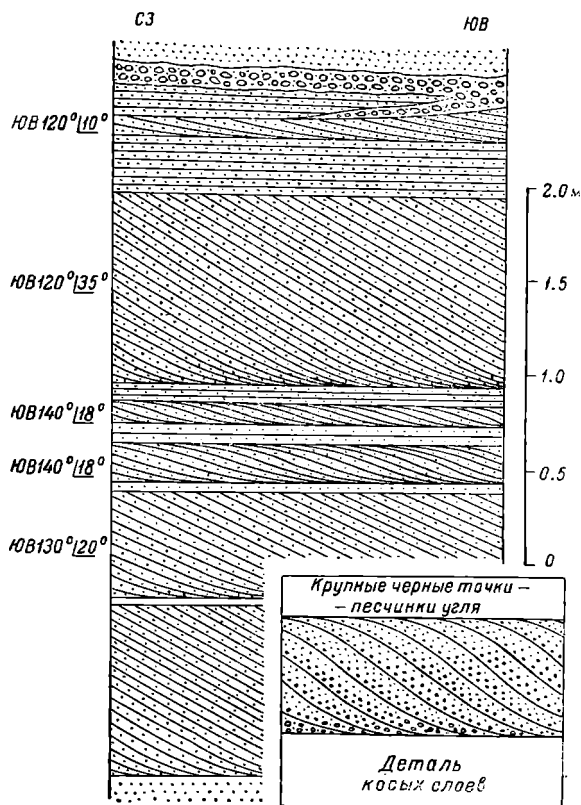
Состав фауны и флоры окончательно подтверждает этот вывод. Фауна состоит из редко встречающихся пресноводных пелеципод и остракод,

чаще всего встречающихся в мергелистых караваях. Флора состоит из наземных форм, росших в значительном удалении от моря.

Весьма своеобразен литологический состав. Резко преобладают песчаники (93%), а поскольку конгломераты (3%) и алевролиты (4%) приурочены главным образом к нижнему отделу, то в среднем и верхнем отделах свиты процентное содержание песчаников еще более повышается. Такая поразительная отсортированность песков, сохраняющаяся в толщах мощностью более 1000 м, представляет вообще исключительное явление.

Крайне существенно, что песчаники не менее чем на 60%, а в верхах свиты до 90% состоят из обломочков и зерен пород, а зерна минералов, в том числе и кварца, играют резко подчиненную роль. Породы, из которых получены зерна и обломки песчаников,

Рис. 50. Косая слоистость типа периодических потоков. Красноярская свита, Кузнецкий бассейн. В. И. Яворский и П. Ф. Ли, 1948.



представлены в основном девонскими порфиритами и туфами, развитыми по северо-западной окраине Кузнецкого бассейна. Из девонских пород состоит большинство галек в конгломератах. Все песчаники средне- и мелкозернистые.

Зерна угля весьма характерны. Они могли образоваться только в результате разрушения и размывания балахонской свиты, слагавшей вместе с девонскими отложениями окружающие возвышенности.

Изучение положения наклонов слоев в косослоистых пачках и распределения растительных остатков показало, что снос материала происходил с северо-запада.

Весьма характерны и широко распространены в песчаниках различные формы косой слоистости. Они детально изучены и иллюстрируются

большим числом зарисовок, к сожалению, несколько схематических, но и в таком виде зарисовки исключительно интересны и ценны. Преобладает тип косой слоистости, названный В. И. Яворским и П. Ф. Ли (1948) типом «периодических потоков» (рис. 50). Связь его с временными

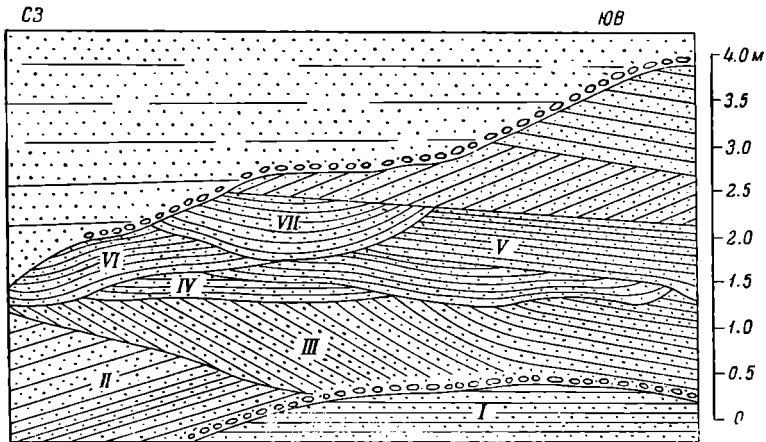


Рис. 51. Косая слоистость типа слоистости в дюнах. Красноярская свита, Кузнецкий бассейн. В. И. Яворский и П. Ф. Ли, 1948.

Углы падения косых слоев: I — ЮЗ $220^\circ < 2^\circ$; II — СЗ $320^\circ < 20^\circ$; III — ЮВ $170^\circ < 18^\circ$; IV — ЮЗ $220^\circ < 20^\circ$; V — ЮВ $160^\circ < 8^\circ$; VI — СЗ $290^\circ < 10^\circ$; VII — ЮЗ $235^\circ < 12^\circ$.

потоками несомненна, но механика образования не вполне ясна и не уточнена авторами. Это были какие-то своеобразные временные потоки, почти совершенно не переносившие глинистого материала или уносившие его куда-то далеко, за область развития красноярской свиты. Второй

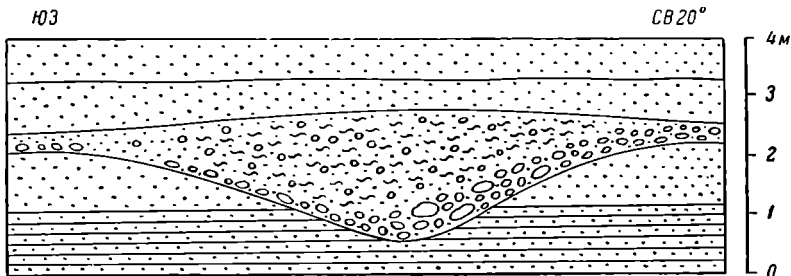


Рис. 52. Внутриформационный размыв. Красноярская свита, Кузнецкий бассейн. В. И. Яворский и П. Ф. Ли, 1948.

распространенный тип косой слоистости трактуется как тип «прибрежных волнений» (рис. 51). Однако связь его с действительным прибоем вызывает большие сомнения. Он гораздо более похож на косую слоистость в дюнах. Вообще деятельность ветра в образовании красноярской свиты гораздо более значительна, чем это принимают.

Третий, весьма распространенный тип нарушений слоистости — внутриформационные размывы. Они различных размеров — до десятков метров, но чаще небольшие; пример такого размыва глубиной в 2 м приведен на рис. 52. Породы, заполняющие размывы, обладают косой сло-

стостью типа временных потоков. Поверхность размыва подчеркивается прослоечками гальки, реже ее скоплениями. Наклон слоистости и положение размывов указывает на преобладающее северо-западное направление потоков.

Совокупность всех этих нарушений создает своеобразные сложные формы залегания. Интересна ритмичность в последовательности форм слоистости (рис. 53).

Широкое развитие временных потоков и вызываемых ими размывов и косо́й слоистости вполне ясно. Своеобразие этих потоков уже отмеча-

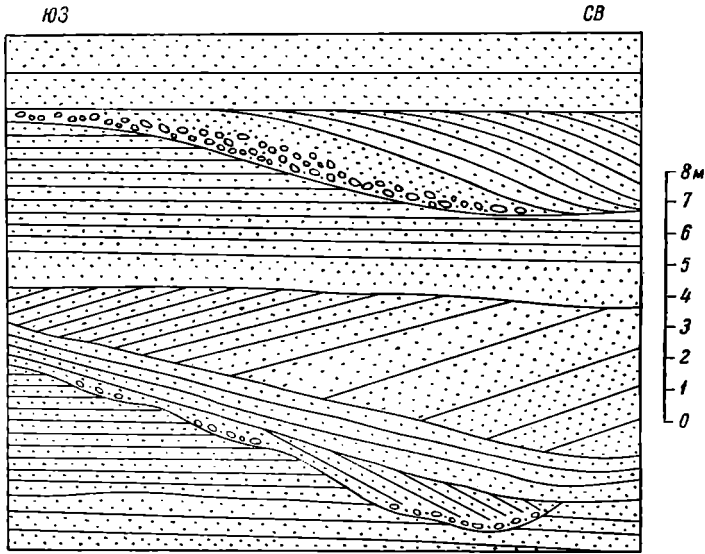


Рис. 53. Ритмическая последовательность различных форм слоистости. Красноярская свита, Кузнецкий бассейн. В. И. Яворский и П. Ф. Ли, 1948.

лось. Менее ясно, в каких условиях возникала правильная, горизонтальная слоистость. На берегу моря или на подводной части дельты она не могла возникнуть потому, что не было моря.

Более вероятно предположение о накоплении на дне большого озера подобно тому, что наблюдается в южной части Ладожского озера, но и от этого предположения приходится отказаться. Озерные пески всегда содержат глинистые прослои и по простиранию вглубь озера переходят в мощные толщи тонкослоистых глин; оба этих определяющих признака в красноярской свите отсутствуют; глинистых прослоев в ней нет, и по простиранию она переходит в сложный комплекс отложений ильинской свиты, отнюдь не являющихся глубоководными озерными глинами.

Таким образом, правильным следует считать только одно предположение, что красноярские песчаники образовались в наземных условиях. В современную эпоху примеры отложений, образовавшихся в подобных условиях, неизвестны. Скорее всего красноярские горизонтально слоистые песчаники отлагались какими-то необыкновенными, бурными и мощными половодьями, покрывавшими небольшие узкие участки

и быстро исчезающими, уступая место плоской песчаной равнине. В дальнейшем на поверхности этой равнины временные потоки промывали узкие, неглубокие, неправильные русла, заполнявшиеся косослоистыми песками. Новые половодья отлагали на них новые пачки горизонтально слоистых песков, которые, в свою очередь, размывались новыми руслами временных потоков.

Почти не имеет современных аналогов и другая характерная особенность красноярских песчаников — резкое преобладание обломков пород (преимущественно эффузивных) и углей. Зерна кварца и разных пород развиты в нижнем отделе в количестве всего 30—40% и в верхнем отделе иногда менее 10%. Эта особенность не допускает существования какой бы то ни было большой, постоянной реки, особенно равнинного типа. Для отложений таких рек характерно резкое преобладание кварца и широкое развитие алевролитовых толщ.

Состав обломков подтверждает вывод, сделанный ранее на основании определения возраста пород, образующих их, о том, что область разрушения, из которой поступал материал для образования красноярских песчаников, располагалась в непосредственной близости от них и слагалась породами девонского и нижнекаменноугольного возраста; к последним отнесена и балахонская свита. Предположение В. И. Яворского (1948) о том, что областью разрушения была Томь-Колыванская возвышенная страна, вполне правильно.

Эта страна представляла собой невысокую горную область, цепь или несколько цепей горных возвышенностей, окаймляющих Кузнецкую равнину с севера и северо-запада. Возвышенности высотой, вероятно, в несколько сотен метров были почти лишены растительного покрова и представляли собой типичную полупустыню, а скорее всего настоящую пустыню. Процессы выветривания и разрушения еще рыхлых песчаников балахонской свиты и девонских эффузивов достигали необыкновенной силы. Вследствие интенсивных ветров продукты разрушения сортировались, глинистые частицы уносились, а песчаные покрывали нижнюю часть склонов и сухие безводные горные долины. Необыкновенно бурные и мощные ливни выносили к подножию возвышенностей громадные массы песка, уже передутого и отсортированного ветром. Здесь они снова неоднократно перемывались временными потоками и передувались ветром, распределяясь на значительной площади.

Быстрое опускание всей площади, сопровождавшееся такими же быстрым поднятием и разрушением возвышенностей, были причиной громадной мощности отложившихся песчаников. Их тело имело вид пологого большого конуса — «песчаного конуса». Поверхность конуса была покрыта многочисленными громадными дюнами, разделенными плоскими долинами временных потоков.

За песчаным конусом протягивалась обширная плоская равнина, покрытая многочисленными озерами; по ней протекала большая медленная река с многочисленными протоками, ответвлениями, старицами и обширной поймой. Эта равнина также быстро опускалась и покрывалась все новыми и новыми песчаными и глинистыми толщами, слагавшими ильинскую свиту. В образовании этой свиты деятельность ветра играла уже второстепенную роль.

Происхождение красноярской свиты рассмотрено также в работах В. П. Багурина (1935), Е. П. Брунс и соавторов (1941), Ю. А. Жемчужникова (1944).

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ НИМИИ

Среди нимий, на которые расчленяются материки, можно выделить следующие:

- Дельта.
- Прибрежная равнина.
- Пустыня.
- Горное подножие.
- Горный хребет.
- Долосклон (пенеплен).

НИМИЯ ДЕЛЬТА

В состав дельты входят несколько сервий: речная долина, озеро, болото, горько-соленое озеро, пересыпь, дюнная область, мангровая заросль. Чем больше размер дельты, тем разнообразнее ее состав. Строение небольших дельт более однообразно.

Кроме морских дельт, широко распространены озерные дельты, образующиеся у устьев рек, впадающих в озера, и наземные дельты, образующиеся в пустынях и вдоль подножия горных хребтов. Озерные дельты описаны в разделе, посвященном озерным отложениям. Наземные дельты описаны в разделах «Пустыня» и «Горное подножие». Здесь приведено описание только морских дельт.

Общая характеристика. Дельта — это область отложения осадков, выносимых рекой, расположенная у впадения реки в море. Форма дельт весьма разнообразна, обычно приближается к треугольной или, вернее, веерообразной и прямоугольной. Весьма различны также и размеры дельт, для некоторых больших рек весьма значительные. Иногда дельты нескольких рек, впадающих в море вблизи друг от друга, сливаются вместе, образуя сплошной пояс дельтовых отложений, тянущийся вдоль берега на много сотен километров. Примером могут служить дельты Брамипутры, Ганга и Маханади, образующие пояс длиной свыше 500 км.

Обычно дельтой считают только ее надводную часть, но на самом деле дельта нередко продолжается под поверхностью моря на значительное расстояние.

В качестве примера большой дельты рассмотрим дельту Нила по описанию Бэррилла (Barrell, 1914). Поверхность дельты представляет собой низменную равнину, слабо наклоненную к морю. Многочисленные притоки различной величины прорезывают ее во всех направлениях. Не менее многочисленные озера и болота рассеяны по всей площади. Вдоль берега тянется полоса лагун, окруженных песчаными дюнами. Дюнные пески наблюдаются и в других местах дельты.

Наземная часть дельты довольно круто обрывается до глубины 6—10 м. Затем следует широкая и большая подводная часть дельты. Она начинается подводной равниной, представляющей собой слабо наклоненную плоскость. Насколько невелик наклон, видно из того, что край подводной равнины лежит всего на глубине 50 м при ширине равнины около 50 км. Начиная с глубины 50 и до 200 м, уклон становится больше, но все еще невелик. От глубины 200 и до глубины 1000 м дельта довольно круто обрывается в море. Средний угол наклона больше 1,5°. Начиная с глубины 1000 м и дальше, поверхность дельты снова становится почти горизонтальной.

Отложения дельт. Отложения дельт подразделяют на три группы: 1) поверхностные; 2) отложения склона; 3) донные отложения. Поверхностные отложения, в свою очередь, распадаются на: 1) отложения надводной равнины и 2) отложения подводной равнины.

Твенхофел (1936) следующим образом характеризует дельтовые отложения.

Отложения надводной равнины континентального происхождения, ясно линзовидные, прорезаны каналами, местами покрыты трещинами высыхания, следами от дождя, града и ползания животных; в значительном количестве содержат остатки наземных и пресноводных животных и растений, которые нередко захороняются там, где они росли. Растительные остатки часто скопляются в больших количествах, образуя угленосные толщи.

Вследствие различных степеней окисления и раскисления цвет пород отличается разнообразием. Сортировка и слоистость слабые и неправильные; местами могут достигать высокой степени, например в озерах. Многие свиты косослоистые. Нередки деформации, образовавшиеся во время отложения. Осадки состоят из песков, песчаных глин, чистых глин и растительных остатков. Слои известняка редки, но местами могут быть развиты. Галечники редки. Иногда встречаются остатки морских животных.

Отложения подводной равнины образуются протоками, волнами и течениями различных направлений и сил. Пласты нередко линзовидные с неправильной слоистостью; местами же правильная слоистость развита на значительной площади. Присутствуют остатки наземных и пресноводных животных и растений. Нередки и остатки морских животных. Осадки состоят из песка, песчаных глин, чистых глин и более редких скоплений растительных остатков. Местами могут происходить скопления планктонных организмов, ведущие к образованию горючих сланцев. Известняковые прослои редки, цвет преимущественно сероватый и синеватый.

Отложения склона образуются волнами, течениями и иногда протоками. Нередко вода, в которой происходит образование осадков, соленая или солоноватая, что ведет к выделению взвешенных тонких частиц. Слоистость и сортированность хорошая, реже неправильная. Слои могут иметь значительный первичный наклон. Морские и озерные животные широко распространены: нередко остатки наземных и речных животных и растений. Преобладает сероватый и синеватый цвета. Слоистость располагается по склону веерообразно, правильно изменяясь. Нередки подводные оползни и другие нарушения залегания осадков, связанные со значительными первичными углами накопления. Осадки состоят из песков, песчаных глин, чистых глин, нередко известняки.

Отложения дна дельты образуются в морских условиях, но состоят из материала, приносимого реками. Они отличаются своей тонкозернистостью и правильностью сортировки и слоистости. Преобладают чистые, реже песчаные глины.

Вальтер (Walther, 1893) приводит интересные дополнения к характеристике осадков больших дельт, таких, как дельты Нила, Ганга, Миссисипи и т. п. Эти осадки очень однообразны и состоят из весьма тонких зерен, среди которых нередко листочки слюды. Цвет осадков серый или серовато-бурый. В многочисленных разрезах по берегам протоков обычно видна правильная слоистость. Чаще всего она очень тонкая, нередко листоватая, реже толстослоистая. Органические остатки весьма редки.

Интересно отметить особенности, обычно в дельтах редко наблюдавшиеся, а именно исключительную тонкозернистость осадков и правильную

слоистость. Эти особенности в связи с бедностью органическими остатками, обилием листочков слюды и значительной мощностью весьма напоминают особенности флиша, этой своеобразной фации, условия образования которой до сих пор не выяснены и которую иногда считают глубоководным осадком.

По данным сводки Грэбо (Graubau, 1932), нильский ил хорошо обнажается в береговых разрезах, высота которых в низкую воду достигает 8—10 м. Уплотненный ил образует серию горизонтально лежащих слоев мощностью от 5—10 до 80—100 см. Он более или менее однообразно тонкозернистый; величина зерен колеблется от 0.01 до 0.1 мм, редко достигая последних пределов. Химический состав ила приведен в табл. 16 (стр. 89), в которой последний анализ приведен по данным Грэбо (1932). Интересно, что механические анализы, выполненные Кайё (стр. 89), значительно отличаются от анализа, приведенного Грэбо. Это говорит о том, что механический состав нильского ила далеко не постоянен и изменяется так же значительно, как у ила Аму-Дарьи. Содержание тонко рассеянного органического вещества в илу достигает 5.5—7.9%.

Далее Грэбо указывает, что обособление верха, склона и дна дельты четко выдерживается в молодых дельтах небольших размеров, в частности в озерных дельтах. В больших морских зрелых дельтах их обособление нередко невозможно. В дельтах больших равнинных рек верх переходит в склон совершенно незаметно, и оба они обладают одинаковым небольшим наклоном, угол которого не превышает 1—2°. Еще более трудно отличить склон от дна. Вследствие этого все тело дельты принимает форму пластообразной залежи, едва заметно выклинивающейся к краям и лежащей почти горизонтально. При этом мощность дельты по сравнению с ее поперечниками ничтожна; часто она не превышает отношения 1 : 500 — 1 : 1000. Если на рисунке длина разреза дельты будет равна 1 м, то мощность ее будет всего 1—2 мм. Приводимый во многих учебниках схематический разрез дельты с почти горизонтальными верхом и дном, крутым склоном и толсто-линзовидным изогнутым телом в подавляющем большинстве случаев не имеет ничего общего с действительностью. Это опять одно из общепринятых, но ложных представлений.

Экономическое значение дельты весьма велико. Минеральные осадки в дельтах исключительно разнообразны по составу; они происходят в результате разрушения различных пород и притом очень измельчены, лёссоводобны; поэтому дельтовые отложения всегда необыкновенно плодородны и играют важную роль в хозяйстве человека. Уже Геродот прославляет Нил, «отца рек», за богатство урожаев; в Индии отличается плодородием дельта р. Ганга, в Китае — дельта р. Хуанхэ, в Америке — дельта р. Миссисипи, в Нидерландах — дельта рек Мааса и Шельды, в Италии — дельта р. По, в Средней Азии — дельта р. Аму-Дарьи и т. д. Понятно, что такое свойство почвы в дельтах обуславливает плотность населения в них, например в Китае около 17 000, в Индии около 10 000 человек на 1 кв. км; с этим связано и быстрое развитие народного хозяйства и культуры в этих областях.

Не менее велико значение ископаемых дельт, так как в их отложениях нередко встречаются мощные пласты углей. Пласты песков часто служат коллекторами для нефти и горючих газов.

Дельтой большой реки является весь Донецкий бассейн; Кизеловский угленосный бассейн — это дельта реки, протекавшей по Западно-Сибирскому матерiku. Печорский угленосный бассейн, Карагазда, Кузнецкий угленосный бассейн, т. е. все крупнейшие угленосные бассейны СССР,

представляют собой дельты. Продуктивная балаханская толща Апшеронского полуострова, давшая громадные количества нефти, представляет собой древнюю плиоценовую дельту. Дельтовыми отложениями древней Аму-Дарьи, впадавшей в плиоценовый бассейн на месте южной части современного Каспия, являются красноцветы Западного Туркменистана — важнейшая нефтеносная толща.

Форма и размеры современных дельт. Наибольших размеров достигает гигантская полоса дельтовых отложений, расположенная в устьях рек Хуанхэ и Янцзы и соседних рек (рис. 54). Длина ее около 1100 и ширина 300—400 км. Она вытягивается вдоль всего берега Желтого моря. Нет никакого сомнения, что весь Печилийский залив и западная часть Желтого моря представляют собой подводную часть дельты рек Хуанхэ и Янцзы. Тогда ширина дельтовых отложений достигает 500—600 км, а общая площадь — колоссальной цифры — 500 000—600 000 кв. км. Эта площадь и по форме и по размерам очень близка к Каспийскому морю и во много раз превышает площади Кузбасса (300 000 кв. км) и Донбасса (20 000 кв. км).

Река Хуанхэ, что в переводе значит «Горе Китая», отличается внезапными и резкими изменениями направления своего течения. Наводнения, связанные с этой переменной направлением, иногда вызывали гибель многих сотен тысяч людей. Эти изменения вызываются почти плоскостью дельты и ничтожной высотой берегов реки.

Почти такие же размеры и форму имеет область дельты рек Брахмапутры, Ганга и примыкающей к ним с запада Маханади. Она вытягивается вдоль берега Бенгальского залива больше чем на 50 км. Надводная часть дельты занимает около 300 км, подводная тоже весьма значительна, достигая 100—150 км. Учитывая треугольную форму всей площади, размеры ее можно определить приблизительно 150 000 кв. км.

Дельта р. Миссисипи имеет форму вытянутого, слабо изогнутого прямоугольника. Ширина ее около 300, длина надводной части 320, подводной — около 200 км, если считать ее продолжающейся до устья рек Мобиле и Алабамы. Общая площадь достигает 150 000 кв. км (рис. 55).

Дельта р. Нигера имеет форму несколько удлиненного, почти равностороннего ромба. Ширина ее около 300, длина надводной части 150 и подводной около 100 км. Общая площадь приблизительно 40 000 кв. км.

Дельта р. Нила отличается своей правильной веерообразной формой (рис. 56). Ширина ее около 200, длина надводной части 170, под-

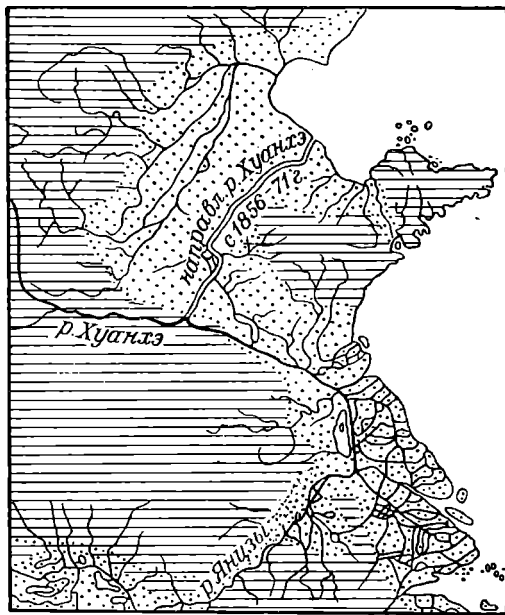


Рис. 54. Дельта рек Хуанхэ и Янцзы.

водной — около 75—100 км. Общая площадь около 20 000 кв. км, т. е. приблизительно такая же, как у Донбасса.

Дельта р. Лены в своей надводной части имеет вид прямоугольника, вытянутого вдоль берега, длиной около 300 и шириной 150 км. Общая площадь около 45 000 кв. км. Очертания подводной части трудно устано-

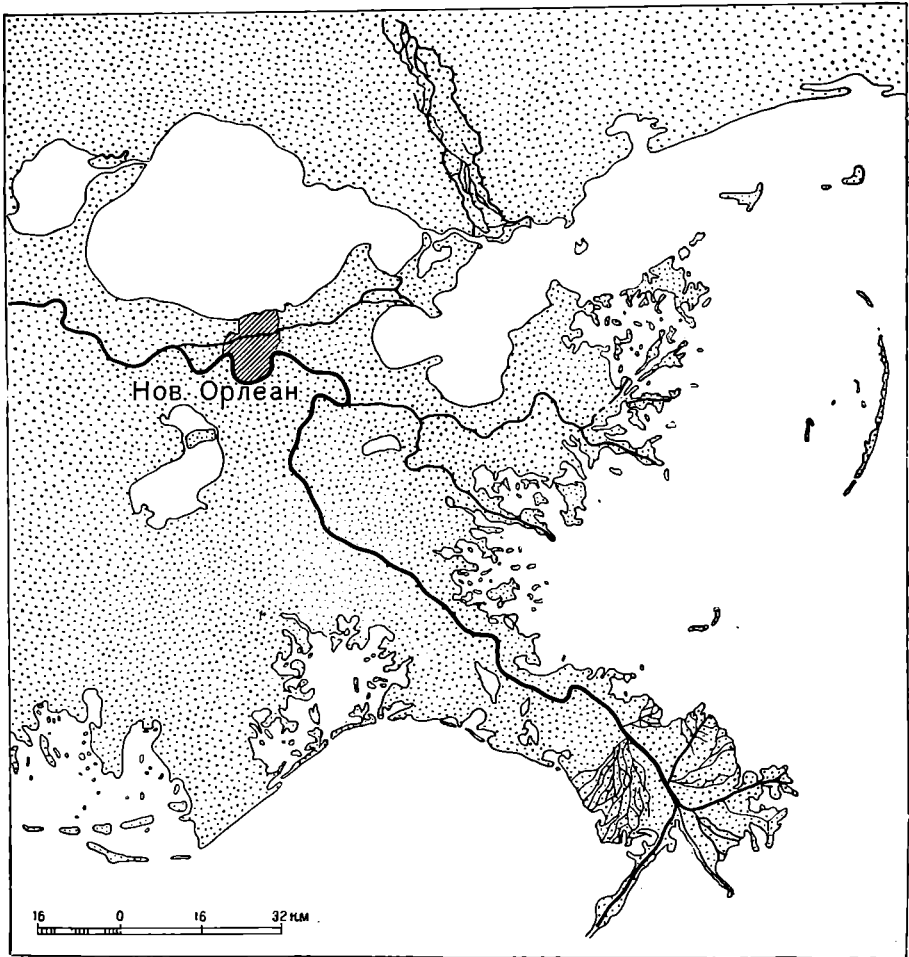


Рис. 55. Дельта р. Миссисипи. По М. В. Кленовой, 1948.

вить, так как море в непосредственной близости от дельты не превышает 20 м глубины. Весьма вероятно подводное соединение дельт рек Лены, Яны, Оленека, Анабары и Хатанги. Получающаяся площадь опять-таки имеет форму прямоугольника, вытянутого вдоль берега, длиной около 900, шириной 200 км и общей площадью 180 000 кв. км (рис. 57).

Приблизительно одинаковую форму имеют дельты северных рек — Печоры, Оби, Енисея, Колымы и Мэккензи. Они все представляют собой выполнение широких, длинных, плоских эстуариев и имеют вид изгибающихся прямоугольников, вытянутых по течению реки и заостряющихся к началу дельты. Размеры надводной части почти одинаковы — длина

150—200, ширина 50—100 км; площадь от 10 000 до 20 000 кв. км. Размеры подводных частей дельт неизвестны.

Дельта р. Волги также обладает значительными размерами. Она имеет вид почти правильного развернутого веера и по форме приближается к дельте р. Нила. Если учитывать хотя бы часть подводной дельты, то общая ширина достигает 250, длина 150 км и площадь 18 000 кв. км. Более точный учет подводной части, вероятно, значительно увеличит эту площадь.

Сопоставляя эти данные о форме и площади современных дельт, можно сделать очень интересные выводы. Прежде всего, оказывается, что больш-

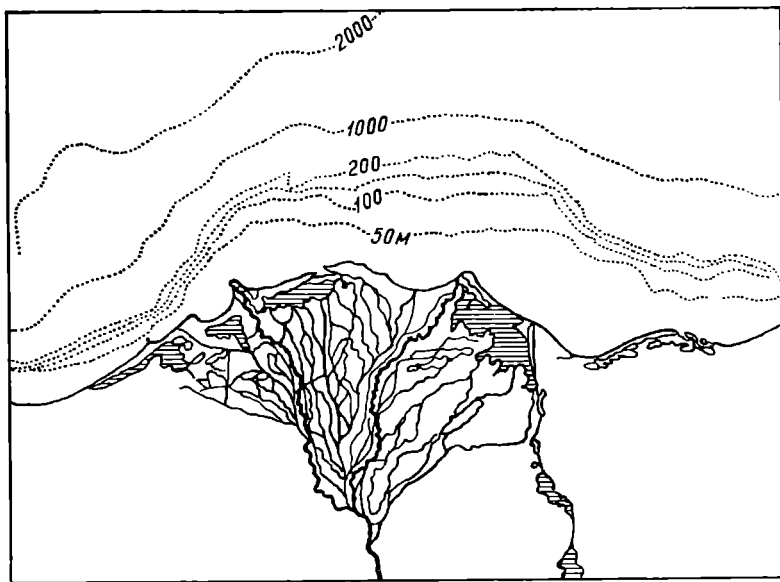


Рис. 56. Дельта р. Нила с подводной частью. По Бэрриллиу (Barrell, 1912).

шинство крупных дельт имеет не треугольную, а прямоугольную, более или менее вытянутую форму. Прямоугольники эти неправильных очертаний, изгибающиеся; иногда они вытянуты вдоль берега, иногда вдоль речной долины; в последнем случае они сверху заостряются. Дельты треугольной и веерообразной формы встречаются значительно реже.

Во всех подсчетах площадей дельт, приводившихся в литературе, всегда принимали во внимание только надводную, наземную часть, подводную же, нередко весьма значительных размеров, не учитывали. Это, конечно, большая ошибка, особенно с геологической точки зрения. Для геолога дельта в ископаемом и соответственно в современном состоянии неразрывно слагается из надводной и подводной частей, представляющих собой единый однородный комплекс.

Если же учитывать подводную часть дельт, то подсчеты их общей площади значительно увеличатся. Площади дельт многих рек будут превышать 20 000 кв. км.

Сводка данных по современным дельтам приведена в содержательной монографии И. В. Самойлова «Устья рек» (1952); в ней же имеется полный обзор литературы. Обширный раздел о дельтах содержится в курсе И. С. Щу-

кина «Общая морфология суши», т. 2 (1938) и в работах М. В. Кленовой (1948, 1951). По дельтам прошлого можно назвать работы Н. И. Николаева (1949), М. М. Жукова (1939, 1945) и Л. В. Пустовалова (1940). Из работ зарубежных авторов заслуживают внимания исследования Креднера (Credner, 1878), Бэррилла (Barrell, 1912, 1914) и Россела (Russel, 1936, 1942).

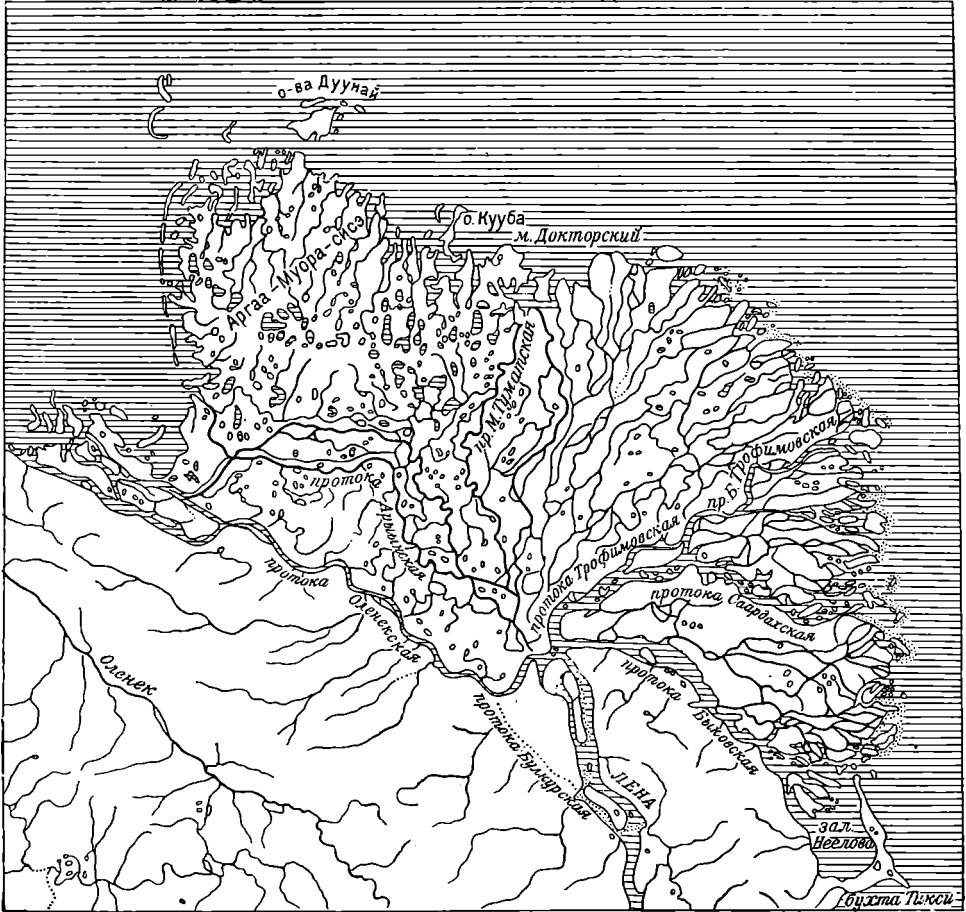


Рис. 57. Дельта р. Лены.

Строение некоторых современных дельт. Дельта Волги изучена В. В. Валединским и В. А. Аполловым (1930) и М. В. Кленовой (1941, 1948, 1951). Схематическая карта дельты приведена на рис. 58. Сложный процесс образования дельты сопровождается свойственными отдельным элементам рельефа процессами осадкообразования.

Дельта нарастает в подводной части, сложенной отмелями и косами, вытянутыми по направлению русел. Чем мощнее русло, тем скорее растут отмели. По данным М. В. Кленовой (1948), в районе мощного Беленского рукава за 1936—1937 гг.росло 1257 м осадка; в соседнем районе прирост косы небольшой речки Мурыгиной достиг всего 241 м.

Подводные отмели и косы, покрываясь отложениями, выходят на поверхность, образуя подводные косы. Между ними образуются узкие и длинные заливы — «култуки». В дальнейшем кулдук или превращается в «полой», плоский равнинный участок, покрывающийся водой в половодье, или замыкается, образуя «ильмень». Ильмень — это проточное или непроточное озеро, которое в своем развитии или полностью замыкается, переходя в соленое озеро и далее в солончак, или сплошь зарастает, становясь болотом, а затем — прибрежной равниной.

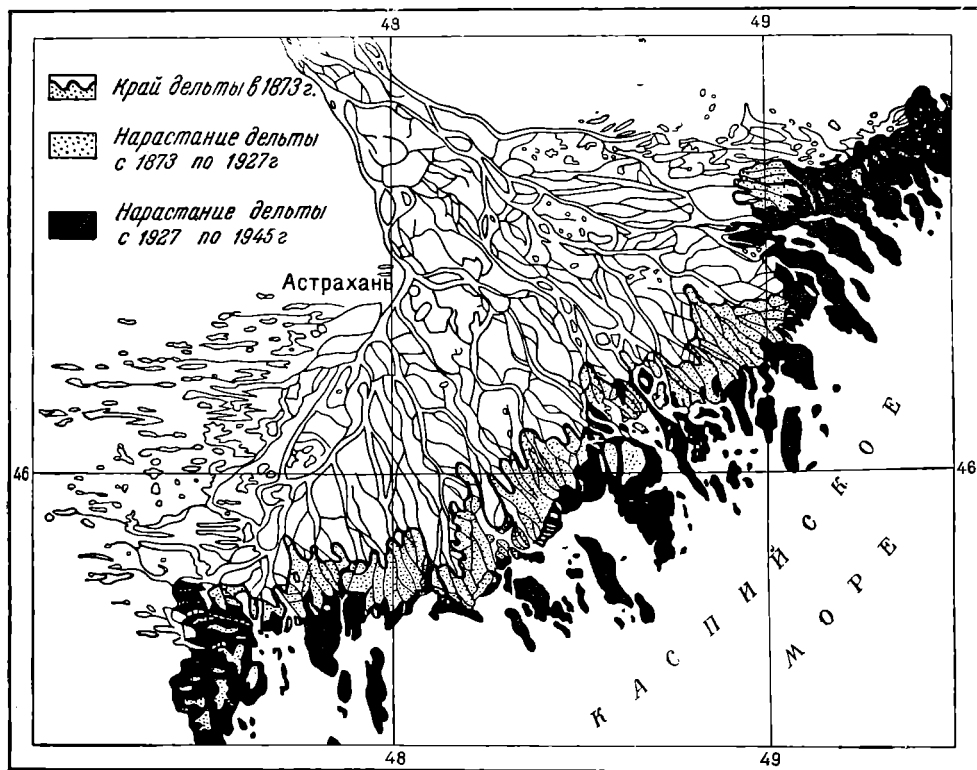


Рис. 58. Дельта р. Волги. По М. В. Кленовой, 1948.

По берегам русел и протоков во время паводков образуются прирусловые валы, состоящие из песка.

Вообще в пестром составе осадков дельты можно найти многочисленные переходы одних осадков в другие. Руслу рек и протоков сложены песком, более или менее хорошо сортированным. Ближе к берегам, там, где течение замедляется, отлагается песчаный ил. Более тонкозернистый песок и песчаный ил отлагаются и в «плёсах» — расширениях русел. Местами, особенно у поворотов, образуются омуты — глубокие ямы, дно которых покрыто илом. Они называются «рыбными зимовальными ямами», так как в них проводят зиму массы рыбы. Иногда в таких ямах происходит массовая гибель и захоронение рыб; вероятно, в подобных ямах скоплялись трупы рыб, послужившие материалом для образования так называемых рыбных сланцев.

В дельтовых озерах — ильменях, по данным М. В. Кленовой (1948), отложение осадков также обуславливается рельефом. У берегов отлагается более грубозернистый материал, однако не грубее илистого песка. Вглубь ильменя он сменяется песчаным и даже глинистым илом. Наиболее мелкозернистые осадки развиты на равнинных участках, ранее бывших дном ильменей и култуков. Они значительно обогащены органическим веществом и очень характерны для дельт. В дельте Волги они носят название «баткак». Смена хорошо отсортированных песков темноокрашенными, богатыми органическим веществом глинистыми осадками, быстро выклинивающимися, весьма характерна для дельтовых отложений.

Многочисленные рукава и протоки постоянно меняют свое положение, ветвятся и сливаются, вызывая смещение связанных с ними фаций. Затем дельта, выдвигаясь в море, вызывает смену морских отложений пресноводными и наземными. Нередко происходящие повышения уровня Каспия обуславливают обратную смену. В результате получается крайне пестрый и сложный состав осадков. Детальное изучение и картирование осадков дельты представляет трудную задачу.

Большое количество растительного и животного органического вещества характерно для дельтовых отложений Волги так же, как и для большинства других дельт.

Строению дельты Волги посвящены также работы В. П. Батурина (1951), С. Л. Берга (1937), И. И. Плюсина (1936), А. В. Соколова (1936) и М. М. Жукова (1939). Весьма важна монография И. В. Самойлова «Устья рек» (1952).

Некоторые дельты состоят из четко оконтуренных песчаных островов, продолжением которых служат подводные отмели. Дно моря у окраины дельты также покрыто песком. Лучшим примером дельт подобного типа служит дельта р. Невы.

Дельта Днепра, в основном, относящаяся к тому же типу, в северо-западной части состоит из островов другого характера (М. Крендовский, 1881). Здесь вода преобладает над сушей, острова представляют собой лабиринт многочисленных плавней, которые разделяются протоками, ериками, лиманами, озерами и болотами. Болота, сплошь заросшие камышом, достигают больших размеров. Соответственно дельта в этом районе состоит из растительных остатков, переслаивающихся с песком и илом.

Дельты Кубани и Днестра — сплошные болотистые равнины, прорезанные множеством мелких протоков, ериков и внутренних лиманов и несущие многочисленные большие озера и болота. Главная их особенность заключается в малом количестве больших речных рукавов и в неопределенности очертаний участков суши — островов, полуостровов и пересыпей. Кубань приносит самую тонкую мусть, и дельта ее состоит из ила с растительным перегноем. Она представляет полную противоположность дельте р. Невы.

Дельта Кубани описана Н. Я. Данилевским (1865). Она имеет форму прямоугольного треугольника (рис. 59), у которого длина гипотенузы равна 135, а длина катетов по 100 км. Дельта покрыта плавнями, т. е. заросшими камышом болотами, тремя реками, множеством мелких протоков, называемых ериками, и бесчисленной сетью озеровидных расширений этих рек и ериков — называемых лиманами.

Плавни представляют собой пониженные пространства, которые отгорожены песчаными грядами и обладают сырой, часто затапливаемой почвой, покрытой зарослями камыша и сопровождающих его растений. Они достигают очень больших размеров в дельте Дуная и детально описаны

А. И. Набоких (1915). Позднее дельту Дуная описал Сланар (Slanar, 1945).

Болотистые, низменные дельты типа дельт Дуная и Кубани исключительно благоприятны для накопления больших количеств растительных остатков. Особенно благоприятны большие, длительно существующие болота.

Дельта Кубани обладает своеобразной особенностью — она почти лишена подводной части. На всем протяжении ее границы с морем непре-

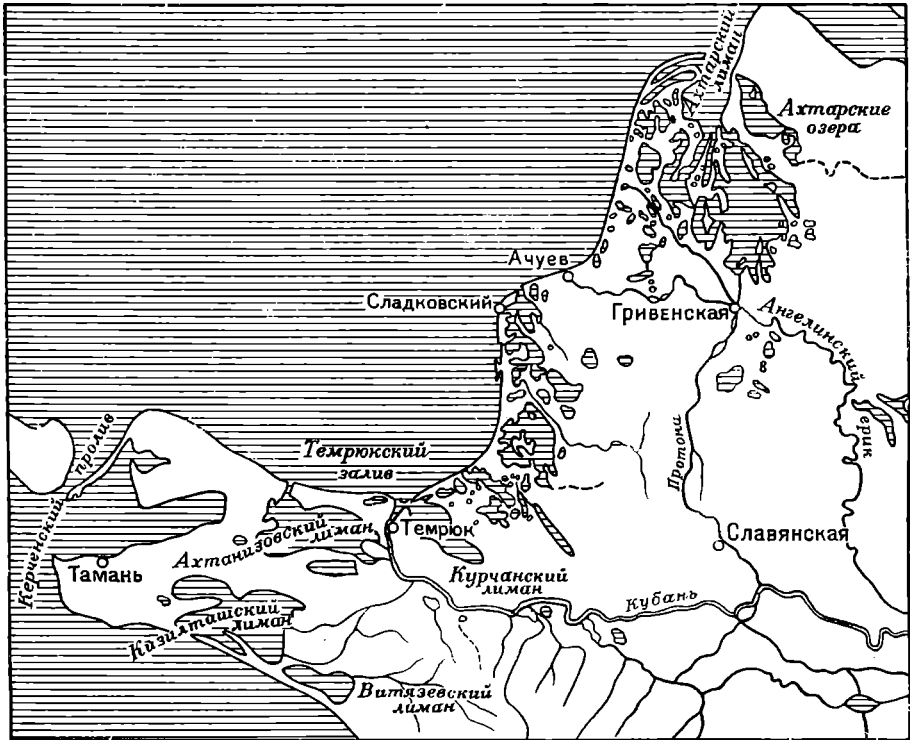


Рис. 59. Дельта р. Кубани. По Н. Я. Данилевскому.

ривно тянутся довольно высокие песчаные и песчано-ракушечные косы, изредка прерываемые узкими гирлами. Песчаный и ракушечный берег кос довольно круто уходит под уровень моря. Поэтому глубина в 7.5 м нигде не отстоит от берега далее 6 км, а во многих местах начинается уже в 2 км от него. Только в заливе, противоположащем Ахтарскому гирлу, она удаляется на 20 км от берега, но сюда некогда было направлено главное течение Кубани. Дельта Кубани, как это считает и Н. Я. Данилевский (1865), представляет собой не что иное, как громадный лиман, сплошь заполненный осадками, приносимыми рекой. В дальнейшем эти осадки заполнят все ерики и лиманы и дельта Кубани примет вид плоской низменной степи.

Дельта Дона, наоборот, имеет подводную часть, раз в 6—7 превышающую надводную. Весь Таганрогский залив — это мель, по которой пролегал сначала несколько, а потом только один более глубокий фарватер. От устьев Дона, на расстоянии 50 км, глубина почти нигде не пре-

вышает 5 м, но и далее она меньше или равняется 7.5 м. Вследствие этого общая площадь дельты Дона почти такая же, как дельты Кубани, но у Дона она в основном состоит из солоноватоводных, морских осадков, а у Кубани из пресноводных и наземных.

В ископаемом виде различие будет еще более значительным. Дельта Дона с ее солоноватоводной фауной обязательно будет принята за нормальные морские осадки солоноватого бассейна. Дельта же Кубани и в ископаемом виде будет обладать всеми признаками дельты.

Работы К. Владимирова (1910), Л. Молчанова (1912) и Г. В. Лопатина касаются дельты Аму-Дарьи; дельты р. Чорох — Д. Свищевского (1939); дельт Кубани, Куры и Риона — Л. В. Шапошникова и Н. К. Верещагина (1932); дельты Дуная — В. П. Зепковича (1943).

Ряд работ Брэнсона (Branson, 1912), Крумбейна (Krumbein, 1937, 1939), Россела (Russel, 1936, 1939) и Траубриджа (Trowbridge, 1930) посвящен детально изученной дельте Миссисипи.

Общие вопросы образования дельт рассматриваются в работах Бэтса (Bates, 1953), Лайсона (Lawson, 1938) и Невина (Nevin and Trainer, 1927).

Мощность дельтовых отложений. Мощность современных дельт точно неизвестна, так как глубокое бурение их не производили. Приводимые в литературе цифры указывают на значительные размеры. В дельте р. Рейна буровые скважины прошли 60 м, не дойдя до основания, в дельте р. Роны — свыше 100 м, в дельте р. Ганга, у Калькутты, — 176 м, в дельте р. По — 172 м, в дельте р. Миссисипи — 183 м, в дельте р. Фрэзер — свыше 200 м. Во всех этих случаях буровые скважины не прошли всей толщи дельтовых отложений. Подсчеты, произведенные для озерных дельт, показали, что мощность их достигает 250—300 м. Еще более значительны должны быть мощности морских дельт.

Если исходить из факторов, влияющих на мощность дельтовых отложений, то можно сказать, что пределов для мощности, особенно геологической, нет. При существовании реки в течение длительного промежутка времени, при достаточной глубине и ширине моря и особенно при опускании его дна мощность дельтовых отложений, особенно геологическая,¹ может измеряться несколькими километрами. Действительно, данные геологического прошлого показывают, что километровые мощности не редкость. Можно назвать балаханскую свиту Бакинского района, угленосные толщи Донбасса и Кузбасса и др. Еще более распространены примеры ископаемых дельт, мощность которых измеряется сотнями метров. Примеры ископаемых дельт мощностью в несколько десятков метров почти неизвестны. Однако такие мощности вполне возможны даже для больших рек, но при этом вся дельта будет состоять из тонкослойных глин и глинистых песков и будет образовываться на очень большом расстоянии от области питания. Примером могут служить дельты Аму-Дарьи и Волги.

Мощность верхней, наземной, части дельты Нила, по данным Джудда (Judd, 1897), незначительна так же, как и дельты Волги. Бурение у Зигаича и Розетты выявило мощности в 34.5 и 43 м. Речные илы и эоловые пески дельты на этих глубинах резко сменились грубозернистыми песками и галечниками, отлагавшимися в условиях поднятых предгорных сухих равнин. Эти пески и галечники в Зигаиче были пройдены до глубины 100 м, и скважины не вскрыли их основание.

¹ Геологической мощностью мы называем суммарную мощность, получающуюся при измерении перпендикулярно к напластованию. Она может быть значительно больше глубины бассейна.

Для характеристики дельты Аму-Дарьи существенное значение имеют детальные данные, приводимые Б. М. Георгиевским (1937), по старым руслам, впадавшим в Сарыкамышскую впадину. В некоторых пунктах мощность речных отложений не превышает 12—15 м.

Для дельты Волги интересные данные (табл. 27) многочисленных мелких буровых скважин приведены в работе М. В. Кленовой и соавторов (1941).

Таблица 27

Мощность современных отложений по районам дельты Волги в м
(М. В. Кленова, 1941)

Название района	Колебания мощностей	Средняя мощность
Западные подступные ильмени	0—6.18	2.5
Западный повышенный участок	0.23—9.36	6.6
Центральная депрессия	6.15—20.36	14.0
Восточный повышенный участок	7.30—15.07	11.9
Восточные ильмени	0.22—8.40	5.2

М. В. Кленова (1941) отмечает, что аналогичные цифры получены и для некоторых других дельт. «В дельте Миссисипи, у Нового Орлеана, четвертичная глина залегает на глубине 9.5—16.0 м. В дельте Ганга собственно дельтовым отложениям принадлежит толща песков и глин средней мощностью 18 м. В дельте Нила мощность современных дельтовых отложений около 10 м». Аналогичные цифры 12—15 м приведены нами выше для отложений древних протоков Аму-Дарьи.

«Незначительная величина среднего прироста мощности (в центральной части дельты она равна 2—3 мм в год) хорошо объясняется тем, что одновременно с накоплением осадков в надводной части дельты идет их интенсивный размыв, сопровождаемый образованием новых русел протоков, выравниванием древнего рельефа и проч.»

Приведенные выше большие мощности дельт и ничтожные, сообщенные М. В. Кленовой (1941), не противоречат друг другу. Большие мощности получаются там, где дельтовая область непрерывно и длительно опускается, а также и в подводной части дельты на склоне, уходящем на большие глубины. В надводной части дельты, лежащей почти горизонтально и не испытывающей опусканий, накопление осадков почти не происходит. Последнее обстоятельство необходимо учитывать при изучении дельт эпиконтинентальных морей прошлого.

Примером дельт эпиконтинентального моря почти в неподвижной области служат нижневизейские Подмосковная и Кизеловская дельты. Приносимые реками осадки не концентрируются в ограниченных участках; а распространяются тонким покровом на громадной площади. Противоположностью является верхнепалеозойская дельта Донецкого бассейна, испытывавшая длительные и быстрые опускания. Вследствие этого осадки концентрируются на ограниченной площади и достигают громадной мощности.

Скорость образования дельт. Скорость образования современных дельт весьма значительна. Она устанавливается сравнением карт и чаще всего положением исторических памятников.

Для р. Миссисипи, несмотря на обилие наблюдений, приводятся весьма различные цифры. Вероятнее всего, в различных местах и в разные годы

рост дельты происходит неодинаково. Максимальный прирост достигает 85.92 и даже 104 м, но наряду с ним приводятся цифры прироста в 20 и даже 4 м.

Дельта р. По увеличивается со скоростью 25—70 м ежегодно. Город Гадрия, построенный римлянами на берегу моря, сейчас находится в 35 км от берега моря. Город Равенна, стены которого омывались морем, сейчас удален от него на 6.5 км.

О темпах увеличения дельты р. Роны можно судить по тому, что сигнальная башня, построенная в 1737 г. на берегу моря, сейчас удалена от него на 8 км, что показывает ежегодный прирост дельты в 58 м.

Реки Евфрат и Тигр за 60 лет увеличили свою дельту на 3.2 км, т. е. она возматала со средней скоростью 54 м в год. За 2500 лет дельта их выдвинулась в Персидский залив на 64.4 км.

Скорость роста дельты р. Хуанхэ достигает 30 м в год.

Дельты других рек растут значительно медленнее: Дуная — 4, Нила — 4, Тибра — 3 м и т. д. Некоторые дельты не растут совершенно, другие же, наоборот, размываются в зависимости от взаимоотношений уносящей деятельности морских течений, прибой и приносящей деятельности реки.

Среди рек СССР с весьма значительной скоростью увеличивает свою дельту р. Терек. Топографические съемки показали, что за 22 года дельта Терека увеличилась на 1—2 км, т. е. она возрастает со средней скоростью около 100 м в год.

Река Рион, по наблюдениям за положением маяка, за 66 лет увеличила свою дельту в одних местах на 315, а в других — даже на 840 м, что показывает прирост 13 м ежегодно.

Дельта р. Невы также заметно растет. Съемки за период 1718—1777—1864 гг. показали, что ежегодно площадь дельты увеличивается на 45 000 кв. м. При такой скорости на образование всей дельты понадобилось всего 900 лет, а через 3300 лет Кронштадт будет присоединен к Ленинграду.

Дельты Волги, Урала, Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Или и других рек, которые впадают в замкнутые бассейны, не соединяющиеся с океаном, также растут весьма быстро. Однако необходимо помнить, что рост дельты этих рек, если его измерять по увеличению надводной части, зависит не только от приноса и отложения осадков, но и от колебания уровня бассейнов. Небольшое падение уровня вызывает большой прирост наземной части дельт. Это отмечает М. В. Кленова (1948); она приводит следующие цифры.

Дельта Волги за 1817—1853 гг. росла от 147 до 345 м в год; за годы 1853—1863 — от 47 до 720 м; за годы 1863—1914 в среднем на 272 м и с 1914 по 1925 г. — на 530 м. В 1934 г. она выросла на 119 м; в 1935 г. — на 520 м; в 1936 г. — на 622 м. Последние две цифры прироста объясняются как раз тем, что в эти годы началось быстрое и значительное опускание уровня Каспия. Картина прироста дельты Волги показана на рис. 58.

Дельта р. Урала в 1775—1834 гг. увеличивалась на 85 м в год; в 1834—1868 гг. — на 88 м; в 1868—1916 гг. — на 62 м и в 1916—1927 гг. — на 136 м.

Дельта Аму-Дарьи с 1847 по 1900 г. выросла на 5100 м, что составляет в среднем 97 м в год.

При сопоставлении всех этих цифр легко видеть, что скорость образования и прироста дельт нередко бывает значительной. Особенно велика она в масштабе геологического времени. Весьма крупные изменения происходят за промежутки времени, измеряемые тысячами лет. В эпохи про-

шлого скорость образования дельт была также значительна. Мощные толщи в сотни и тысячи метров отлагались в промежутки времени, соответствующие отделам и ярусам. За это время в соседних районах, в нормальных морских условиях, отлагались значительно менее мощные толщи. Например мощность среднего карбона Донбасса — дельтовых отложений — достигает 8000 м, а в соседнем Подмосковном бассейне за это же время отложилось всего 300—400 м известняков.

Литологический состав и слоистость дельтовых отложений. Литологический состав и слоистость отложений современных дельт исключительно разнообразны и колеблются от грубых, неясно- или диагональнослоистых конгломератов до пластических тонкослоистых глин. Распространенное среди геологов мнение о том, что для дельт характерны диагональная слоистость и грубозернистые осадки, оказывается ошибочным. Частный, сравнительно редко встречающийся, случай возводится в закон и тем самым влечет за собой грубые ошибки. Очень многие дельты характеризуются правильно- и тонкослоистыми тонкозернистыми осадками.

Основным фактором, обуславливающим величину зерна дельтовых отложений, служит, как и всегда, скорость движения воды, скорость течения реки. Если река доходит до устья со скоростью течения в 1.2 м/сек., т. е. в 4.3 км/час, то дельта слагается гальками и грубозернистым песком. При скорости в 0.5 км/час дельта слагается только тонкозернистыми песками и песчанистыми глинами. И, наконец, при конечной скорости течения в 0.15 км/час дельта будет состоять только из чистых и слабопесчаных, правильно слоистых глин.

Некоторые цифровые данные, характеризующие величину зерна осадков в низовьях равнинных рек, приведены в монографиях И. В. Самойлова (1952) и Г. В. Лопатина (1952).

Для низовьев 20 равнинных рек получены следующие цифры:

Фракция в мм	0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.1	< 0.01
Взвешенные в %	—	3	17	25	55
Влекомые в %	9	46	38	7	—

Эти данные показывают мелкозернистость и высокую сортированность осадков в дельтах больших равнинных рек.

Значительные площади на поверхности многих дельт, например дельт Дуная, Кубани, Миссисипи, представляют собой бесконечные болота или заболоченные пространства; к ним относятся известные «плавни» Дуная. На них отлагаются тонкозернистые, преимущественно глинистые, более или менее углистые осадки. Резко контрастируют с этими болотами расположенные на них длинные, узкие и довольно низкие песчаные гряды, вытянутые вдоль берега моря или вдоль берега реки. Иногда они удалены от последних на значительное расстояние. По условиям образования эти песчаные гряды представляют собой береговые валы, древние пересыпи (косы) или прибрежные валы рек. Для дельты Миссисипи они описаны Росселом и Хоу (Russel and Howe, 1935). Французское население назвало их «шенье» (chenier). Наиболее значительный Большой Шенье имеет длину свыше 100 км, ширину 400 и высоту 3 м. В ископаемом виде подобные песчаные гряды могут быть приняты за пески, заполняющие русла рек. Отличаются они отсутствием следов размыта под ними и горизонтальной поверхностью основания. При изучении угленосных толщ, представляющих собой древние дельты, необходимо учитывать возможность находде-

ния таких гряд песков, имеющих вид длинных и узких линзовидных полог, выпуклая поверхность которых обращена кверху.

Слоистость дельтовых отложений зависит от того, где они образуются. Можно наметить следующие типы областей их накопления: 1) русла рек; 2) озера и болота; 3) области половодий; 4) области морских трансгрессий; 5) области псевдотрансгрессий.

В руслах рек отложения наиболее непостоянны. Они быстро меняются и по направлению течения и поперек в связи с изменением скорости течения в русле реки. Не меньшие изменения вызывают смены положения

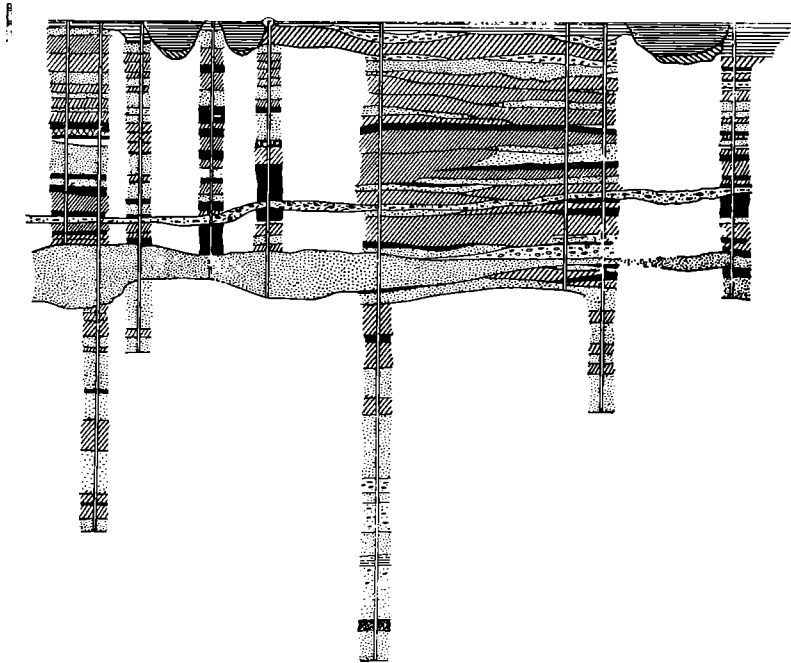


Рис. 60. Разрез дельты р. По, составленный по буровым скважинам.

русла на поверхности дельты. В тех случаях, когда главные русла и второстепенные протоки постоянно и быстро меняют свое положение на поверхности дельты, слоистость также быстро и постоянно меняется.

Небольшие наклонные дельты быстрых горных рек отличаются наибольшим непостоянством слоистости и наиболее значительными изменениями величины зерна осадка.

Дельты рек средних размеров, удаленных от гор, слабо наклоненных, со средней скоростью течения обнаруживают ясную изменчивость слоистости, но уже отдельные линзы песка и глин приобретают значительные размеры в длину, иногда напоминая правильные пласты. Но все же общая масса дельтовых отложений характеризуется неустойчивостью разреза, меняющегося по простиранию. Примером могут служить разрезы дельты р. По (рис. 60).

Дельты очень больших равнинных рек представляют собой громадные плоскости. Поэтому изменения в положении рек не вызывают крупных изменений в характере осадков: как отлагались тонкозернистые песчано-

глинистые отложения, так они и продолжают отлагаться. Изменчивость разрезов сохраняется прежняя, и разрезы, удаленные друг от друга на несколько километров, значительно отличаются друг от друга.

В таких дельтах на характер осадков и соответственно на их слоистость особенно влияют крупные климатические, а иногда и тектонические явления в области питания реки. Появление дождливого периода резко увеличивает общую массу воды в руслах, увеличивает скорость течения, и на всей поверхности дельты тонкозернистые песчано-глинистые осадки сменяются более грубозернистыми песками. Новый период засухи снова вызывает образование неправильно слоистой, выклинивающейся толщи, но толщи уже снова тонкозернистой, песчано-глинистой. Таким образом, при сохранении неустойчивости разреза и выклинивании отдельных пластов общий характер дельтовых отложений резко меняется и песчано-глинистые толщи сменяются песчаными.

Озера и болота, расположенные на поверхности дельт, достигают громадных размеров. Их осадки отличаются постоянством и правильной слоистостью. Соответственно в областях их распространения комплекс дельтовых отложений будет отличаться правильной слоистостью, выдерживающейся на больших расстояниях.

Половодья весьма характерны для дельт больших равнинных рек и играют в их режиме весьма крупную роль. Во время половодий дельты превращаются в громадные, безбрежные водные пространства, среди которых небольшими островками возвышаются отдельные холмы и гряды. На дне этих бассейнов отлагается пласт песчано-глинистых осадков. Этот пласт прослеживается на всей поверхности дельты. Последовательность таких пластов придает дельтовым отложениям сравнительно правильную слоистость.

Морские трансгрессии также весьма сильно отражаются на дельтовых отложениях и их слоистости. Во время морских трансгрессий громадные площади равнинных дельт становятся дном мелководного моря и на них отлагаются правильно слоистые морские отложения. Новое поднятие — и морские отложения снова сменяются речными или озерными.

Псевдотрансгрессии — интересное и важное явление, совершенно не освещенное в геологической литературе. Псевдотрансгрессии проявляются в устьевых областях больших рек и особенно на подводной поверхности дельт и в эстуариях.

Во время нормального режима большие реки выносят в море громадные массы пресной воды и песчано-глинистых осадков. Вследствие этого значительные участки дна моря, шельфа и континентального склона превращаются в затопленные дельты (рис. 61). На них и в соседних с ними районах отлагаются осадки речного типа и появляется пресноводная или солоноватоводная фауна. Размеры таких районов для больших рек громадны и измеряются сотнями километров в длину и ширину. Даже для Нила, с его сравнительно небольшой дельтой, длина подводной части свыше 100 и ширина свыше 400 км.

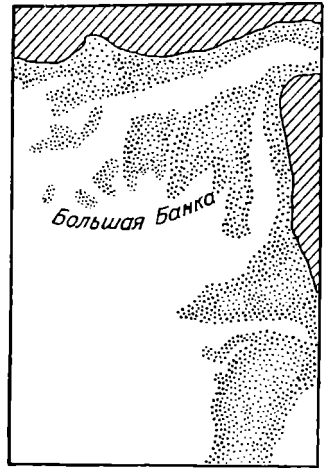


Рис. 61. Затопленная дельта р. Меррей.

Пунктиром показаны затопленные отдели.

В эпохи сильных и продолжительных засух количество пресной воды и песчано-глинистых осадков, выносимых реками в море, сильно уменьшается, причем это продолжается в течение длительного промежутка времени. Что же происходит при этом на морском дне, вернее говоря на поверхности подводной дельты? Уменьшение притока пресной воды вызывает увеличение солености, восстанавливается нормальная соленость, и вместе с этим появляется морская фауна. Она заселяет большие площади, на которых раньше жили пресноводные и солоноватоводные формы.

В ископаемом состоянии этот цикл, состоящий из нормального режима, засухи и снова нормального режима, выглядит следующим образом. В основании залегает довольно мощная толща песчано-глинистых отложений с пресноводной или солоноватоводной фауной, соответствующая первой нормальной эпохе. Выше залегает тоже песчано-глинистая толща, но значительно меньшей мощности и с морской фауной, соответствующая эпохе засухи. Наконец, еще выше опять залегает мощная песчано-глинистая толща с пресноводной или солоноватоводной фауной, соответствующая второй нормальной эпохе.

Если мы увидим такой разрез где-нибудь в обнажении, то, конечно, сразу скажем: «Дело ясное, сначала была дельта, затем она опустилась, трансгрессировало море, затем снова произошло поднятие и опять образовалась дельта». На самом же деле никакой трансгрессии моря не было, и уровень его, каким был, таким и остался. Для подобных явлений мы предлагаем название «псевдотрансгрессия».

Интересные последствия вызывают псевдотрансгрессии в тропических морях, в областях, где обитают организмы, выделяющие известь, и где отлагаются известняки. Как уже было сказано выше, пресная вода и песчано-глинистые осадки являются главными губителями организмов, выделяющих известь. В устьях самых небольших речек коралловые береговые и даже барьерные рифы прерываются. Соответственно в дельтовых частях больших рек организмы, выделяющие известь, жить не могут и известняки отсутствуют. Во время же псевдотрансгрессий соленость становится нормальной, песчано-глинистые осадки незначительны и на дне подводных дельт начинают отлагаться известняки.

Весьма вероятно, что образование морских прослоев в угленосных толщах Западной Европы и прослоев известняка в угленосной толще Донбасса должно объясняться не настоящими трансгрессиями, а псевдотрансгрессиями.

Типичным примером современной псевдотрансгрессии служат изменения в распространении морской фауны в Азовском море. Они произошли за последние годы в связи со строительством Волго-Донского канала им. В. И. Ленина. Несколько лет тому назад придельтовая часть Азовского моря, примыкавшая к устью Дона, обладала совершенно пресной водой и была населена типичной пресноводной фауной. Строительство канала резко сократило приток речной воды, и соленость в придельтовой части моря несколько повысилась.

Этого было достаточно для немедленной миграции морской фауны в придельтовую часть моря, и там, где жила типичная пресноводная фауна, появилась не менее типичная морская (солоноватоводная) фауна.

Интересно, что смена фауны произошла очень быстро и, конечно, без всяких тектонических движений и изменения глубины бассейна.

Цвет дельтовых отложений. Дельтовые отложения умеренных и полярных широт отличаются преобладанием серой, темно-серой, желтоватой и буроватой окраски. Яркие тона встречаются редко.

Наоборот, дельтовые отложения тропических областей обычно обладают яркой красной и зеленой окраской. Подобные случаи детально рассмотрены Бэррилом (Barrell, 1912). В качестве примеров он приводит дельту р. Гельмунд в оз. Сейстан восточного Ирана, где зеленые глины чередуются с красными глинистыми песками, затем сиваликские отложения Индии, в которых преобладают серые и перечные тонкозернистые массивнослоистые песчаники. Редко встречаются прослои красных глин и еще реже тонкие прослои землястых известняков. Из более древних дельтовых отложений Бэррилл в качестве примера приводит нижний древний песчаник Шотландии, где местами развита мощная толща глинистых и песчанистых сланцев яркокрасной, серой, зеленой и синей окраски, представляющих собой отложения обширных плоских наземных дельт и равнин.

Дельты о. Ява интересны и своеобразны. Они могут служить примером дельт тропических молодых горных областей.

Южный берег Явы крутой, скалистый, он омывается морем с глубинами свыше 3000 м и очень сильными береговыми течениями. Вследствие этого у устьев рек дельты не образуются, несмотря на громадные количества приносимого ими терригенного материала.

Северный берег, наоборот, на значительном протяжении сопровождается прибрежной равниной и омывается мелким шельфовым морем с глубинами до 50 м. Береговые течения слабые, и накопление терригенного материала происходит исключительно быстро.

Гористый рельеф средней части острова и участие в его строении больших массивов молодых и рыхлых вулканических пород послужили причиной того, что реки Явы выносят в море исключительно большое количество взвешенного материала.

По данным Бушкиля (Buschkiel, 1937), река Кали-Соло несет в 1 куб. м воды 2.75 кг взвешенных осадков, в то время как Рейн несет всего 0.054 кг, т. е. в 50 раз меньше. Такое же количество несет другая большая река Брантас (Brantas), впадающая в море около г. Бурбайя. Дельты этих рек растут чрезвычайно быстро.

Рост дельт увеличивается еще в результате деятельности мангровых зарослей, покрывающих их окраинную зону, непрерывно развивающихся по направлению к морю и отвоевывающих от него все новые и новые площади. В дельте Кали-Соло ширина полосы мангровых лесов достигает нескольких километров.

Между мангровыми лесами и берегом, а иногда и внутри них образуются внутренние водоемы-озера. В области дельт они нередко пресноводные или солоноватоводные. Дно их покрыто черным илом, на котором растут сплошные заросли водорослей; среди них живут массы диатомей. И те, и другие служат пищей для своеобразных рыб, близких к селдям, и ракообразных, которые легко переносят почти пресную воду мангровых озер. Площадь таких озер значительна, она достигает 60 000 га.

Состав донных отложений мангровых озер не выяснен, известно только, что они очень обогащены органическим веществом. Весьма вероятно, что в них происходило, а может быть происходит и сейчас, накопление растительных остатков — будущего каменного угля.

Органический мир дельт. При анализе органических остатков дельтовых отложений прошлого прежде всего необходимо иметь в виду, что они в надводной и подводной частях дельт резко отличаются. В геологической практике обычно считают дельтовой только фауну и флору надводной части. Фауну же подводной части принимают за морскую и

соответственно отложения подводной части дельты определяют как нормальные морские отложения.

Состав фауны подводной части дельты зависит от взаимоотношений количеств пресной воды, приносимой реками, и соленой, приносимой морскими течениями. Если преобладает пресная вода, то фауна становится пресноводной, неотличимой от речной. Такую фауну также принимают за дельтовую. Если количество пресной воды уменьшается, то появляется своеобразная солоноватоводная фауна. Отложения с такой фауной чаще всего принимают за лагунные и считают, что дельта сменилась лагуной. Это, конечно, неправильно. Дельта никогда не сменяется лагуной. Когда морская вода оттесняет пресную, фауна сменяется морской и отложения с такой фауной мы принимаем за морские. Например, прослой известняков и глин с морской фауной, встречающиеся в угленосных толщах Донецкого, Подмосквовного, Кизеловского и других бассейнов, обычно считают морскими отложениями и объясняют их появление опусканиями дельты и трансгрессией моря. Это, конечно, ошибочно. Все эти прослой и пачки с морской фауной представляют собой нормальные дельтовые отложения: появляться они могут без всяких морских трансгрессий или в результате усиления береговых морских течений, или вследствие сокращения притока речной воды во время периодов засухи.

При анализе фаун палеозойских дельт необходимо иметь в виду, что в это время некоторые морские роды пелеципод, гастропод и даже брахиопод и иглокожих начинают или пытаются приспособливаться к жизни в солоноватых и пресных водах. Поэтому представители их, сохраняя морской облик, могут встретиться в дельтовых солоноватоводных и пресноводных отложениях.

На поверхности дельт развивается пышная и сочная растительность, привлекающая к себе большое количество травоядных позвоночных, за которыми следуют хищники. Многочисленные вязкие болота и зыбучие пески, а также внезапные и обширные половодья создают благоприятные условия для гибели и захоронения этих животных. Вследствие этого скопления скелетов позвоночных в дельтовых отложениях довольно обычны.

Растительный мир дельт также весьма богат и разнообразен. Многочисленные нередко громадные болота создают благоприятные условия для накопления очень больших количеств растительных остатков. Преобладающая часть растений болотные, местного происхождения, но наблюдается, в меньшем количестве, принос растений с повышенных участков суши. Встречаются пресноводные и морские диатомеи. Наличие их обусловлено сменой пресных вод солеными и не указывает на морские трансгрессии.

В дельтах, типа дельты Невы, с довольно высокими сухими песчаными островами количество растительных остатков резко сокращается, и широко распространенные дельтовые пески почти лишены животных и растительных органических остатков.

П р и м е р ы д е л ь т з п р о ш л о г о. По отношению к дельтовым отложениям прошлого можно выдвинуть три общих положения.

1. Дельты появляются одновременно с появлением рек на земной поверхности. Следовательно, дельтовые отложения должны встречаться во всех отложениях, начиная с девонских и кончая четвертичными.

2. Особенно значительно увеличивается образование дельтовых отложений в эпохи наиболее интенсивных горообразовательных процессов. У подножия молодых высоких горных хребтов образуется почти сплошной пояс дельт.

3. Очень многие дельтовые отложения еще не выделены и сейчас числятся в общей массе отложений, называемых лагунными и континентальными.

Давно известна и хорошо изучена девонская дельта, представленная Кэтскиллскими (Catskill) отложениями, развитыми в штате Нью-Йорк и дальше к югу вдоль подножия Аппалачских гор. Это — мощные неясно-слоистые немые красные сланцы, переслаивающиеся с оливково-зелеными и серыми песчаниками. Иногда встречаются красноватые глинистые песчаники. Мощность отложений в Кэтскиллских горах достигает 900 м, но к юго-западу быстро уменьшается. Кэтскиллская свита переходит в песчаники Чемунг (Chemung) уже с морской фауной.

Громадным развитием дельтовые отложения пользуются в верхне-палеозойских угленосных отложениях. По сводке Твенхофела (1936), угленосные толщи верхнего палеозоя (coal measures) Индианы и Иллинойса наиболее хорошо объясняются как дельтовые отложения, образовавшиеся в условиях прогрессивного, но колеблющегося поднятия уровня моря. Материал для образования дельт, повидимому, доставлялся многими речными потоками. Осадки состоят главным образом из полосатых желтых песчаников, иногда слюдистых, и сланцев разного цвета, преобладающе желтых, серых и синих. Пласты угля развиты в нескольких горизонтах; обычны трещины усыхания. Только немногие свиты прослеживаются на значительные расстояния.

В нескольких горизонтах наблюдаются прослои с морской фауной, развитые на очень больших площадях. Обычно они представлены известняками и связаны с морскими трансгрессиями на плоскую поверхность дельты. Угленосные толщи Канзаса, Миссури и Оклахомы также сложены преимущественно дельтовыми отложениями, но отличающимися тем, что морские трансгрессии были более продолжительными и значительные части толщи представлены морскими осадками.

Значительные толщи пенсильванской системы (верхний палеозой) Аппалачской геосинклинали также представлены дельтовыми отложениями. По всей Аппалачской геосинклинали то там, то тут возникали дельты в течение всего верхнего палеозоя.

Мощные свиты мелового возраста в штатах Монтана, Уайоминг и Альберта представляют собой дельты, отлагавшиеся в меловом море, у подножия поднимавшихся Скалистых гор.

В Евразии дельтовые отложения широко распространены, но мало изучены.

Широко развиты дельтовые отложения в толщах древнего красного песчаника, особенно там, где они достигают мощности во много сотен метров и в километры.

Большая часть угленосных толщ верхнего палеозоя Европы, так же как и Северной Америки, является дельтовыми отложениями. В частности, это можно сказать и про Донбасс, на чем мы остановимся позже более детально.

В мезозое дельты были весьма многочисленны в пределах Средиземноморской геосинклинали в связи с киммерийской складчатостью, создававшей новые хребты. Они сложены песчано-глинистыми, нередко угленосными толщами нижней и средней юры, обычно немymi или с растительными остатками и пресноводной фауной.

Та же Средиземноморская геосинклинали становится областью интенсивного дельтообразования в кенозое в связи с возникновением высоких альпийских хребтов. Начавшееся в кенозое альпийское дельтообразование

продолжается и в настоящее время. Многие современные дельты расположены на месте третичных дельт и иногда служат непосредственным их продолжением.

Ископаемые дельты лучше изучены в СССР, чем в Западной Европе. Монография В. П. Батурина (1931), посвященная дельте и е о г е н о в о й П а л е о в о л г и и описывающая также дельты Палеокуры, Палеосамура и Палеоузбоя, представляет собой наиболее полную, важную и интересную работу.

Работа В. П. Батурина имеет большое значение, кроме того, потому, что она весьма убедительно и ясно показывает, какое громадное значение для изучения условий образования осадков имеет осадочная петрография и, в частности, микроскопия.

В. П. Батурин поставил себе целью изучение условий образования продуктивной нефтеносной плиоценовой толщи Апшеронского полуострова. Свои исследования он начал микроскопическим изучением многочисленных образцов песков из специально собранного им разреза мощностью около 800 м. Разрез включал в себя все свиты — от свиты перерыва вверху, т. е. свиту перерыва, балаханскую, сабунчинскую и сураханскую. Изучение показало, что минералогический состав всей громадной толщи с одной стороны, однообразен, а с другой — весьма необычен. Он характеризуется значительным количеством зерен кварца и повсеместным нахождением зерен дистена и силлиманита.

Для сравнения были изучены под микроскопом пески всех рек восточного Кавказа и Закавказья, а также третичные песчаники этих районов и изверженные породы. Это изучение дало неожиданные и очень важные результаты: оказалось, что все пески Кавказа и Закавказья резко отличаются от песков продуктивной толщи. Количество зерен кварца в них очень невелико, а дистен и силлиманит почти отсутствуют.

Тогда началось изучение песков современной дельты Волги и Азовского моря и оказалось, что дельта Волги по своему составу и характеру вполне тождественна с продуктивной толщей Бакинского района. Особенно велико сходство с подводной частью дельты Волги, детально изученной за последние годы В. В. Валединским и В. А. Аполловым (1930). Очень близки также пески Миусского лимана на северном побережье Азовского моря, изученные П. Н. Чирвинским (1925).

Все это дало возможность сделать очень смелый и исключительно интересный вывод о том, что продуктивная толща Апшеронского полуострова представляет собой древнюю дельту Волги, или вернее Палеоволги, и что своеобразие ее песков вызвано тем, что они образовались за счет разрушения докембрийской кристаллической плиты Русской платформы.

Изучение галек и песков перерыва показало, что они очень близки к современным выносам р. Самур и безусловно образовались из пород, слагающих восточную часть Кавказа. Это позволило сделать вывод о том, что временами в Самуре количество воды увеличивалось настолько, что он достигал русла Палеоволги и покрывал ее дельту своей галькой.

Самая верхняя, сураханская свита обнаруживает некоторые общие признаки с песками р. Куры; это показывает, что и дельта древней Куры (Палеокуры) располагалась недалеко от дельты Палеоволги.

Весьма возможно, что так называемый красноцвет Челекена и Закаспия также дельтового происхождения и связан с дельтой Палеоузбоя.

Все это позволило составить очень интересную палеогеографическую карту Каспийского бассейна в конце эпохи образования продуктивной толщи (рис. 62).

Работы бакинских петрологов — А. Д. Султанова (1949) и других — показали, что роль кавказских рек в образовании продуктивной толщи была более значительной, чем это считал В. П. Батурип.

По мнению В. П. Батурина, красноцветы Западного Туркменистана нельзя считать дельтой Палеоузбоя, так как на месте Узбоя в то время никакой реки не было. Эти красноцветы представляют собой отложения дельты Палеоамударьи. Работа В. П. Батурина является образцом палеогеографических исследований.

Более трудно изучение палеозойских дельт, но, несмотря на это, отчетливо намечается дельтовый характер ряда толщ, а именно угленосной толщи Донбасса и угленосной толщи Кизеловского бассейна Западного Урала.

Угленосная толща Донбасса по возрасту относится в основном к среднему отделу карбона. Она достигает громадной мощности, до 6—8 км, и распространена по всей площади Донбасса. Толща сложена преимущественно песчаниками и глинистыми песчаниками, на втором месте стоят глинистые сланцы, подчиненную роль играют пласты угля и известняков с морской фауной. Так, например, продуктивная часть среднего карбона мощностью до 3 км имеет следующий состав, в %: песчаников 48,5, сланцеватых песчаников — 24,9, каменных углей — 1,8 и известняков 1,3. Общий состав толщи очень однообразен и характеризуется резким преобладанием песчано-глинистых отложений темно-го, серого и буроватого цветов, немых или с растительными остатками и пресноводной и солоноватоводной фауной. В общей массе песчаников и сланцев неоднократно встречаются прослойки каменных углей и известняков с морской мелководной фауной. Более или менее устойчивы только прослойки углей и известняков. Песчано-глинистые отложения, наоборот, отличаются неустойчивостью разреза, быстро меняющегося на небольших расстояниях. Эта неустойчивость хорошо иллюстрируется изменением мощности, например свита S_2^5 изменяется с запада на восток с 340 до 390 м; свита S_2^6 с 180 м в Лисичанском районе до 500 м в Белокалитвенском. Вообще известняки увеличивают свою мощность с юга на север и с запада на восток.

На юге Донбасса угленосная толща налегает на известняки нижнего карбона, но действительная южная граница смыта вследствие тектони-

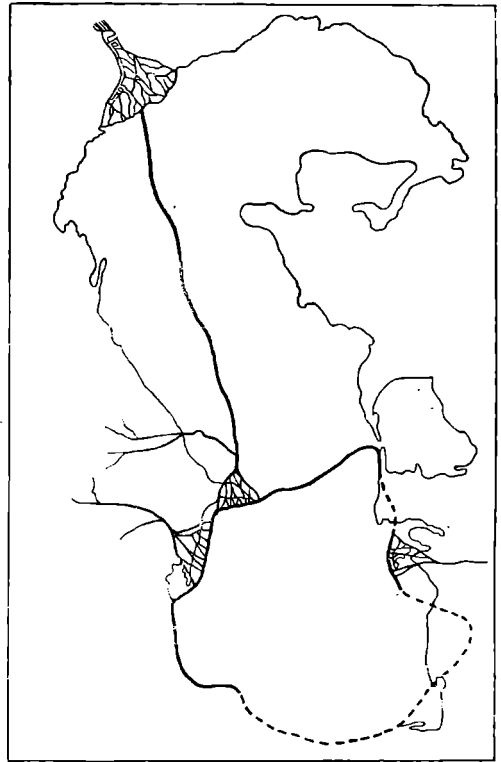


Рис. 62. Дельты Палеоволги, Палеосамура, Палеокуры и Палеоузбоя. По В. П. Батурипу, 1931.

ческих поднятий. Западная граница скрыта под мезозоем и кенозоем, но далеко на запад она не прослеживается. Северо-западная граница смыта, но морской карбон, вероятно, перекрывал согласно девон, продолжаясь без перерыва до угленосной толщи дельты. Восточная граница скрыта мезозоем. Наиболее интересна северо-восточная граница, где дельта, по-видимому, естественно заканчивается и сменяется известняками. По данным А. А. Дубянского, у с. Кантемировка, к северо-востоку от Донбасса, средний карбон представлен уже мощными известняками, около 250 м, с небольшим прослойком песчано-глинистых отложений. Это указывает на естественное выклинивание дельтовой толщи.

Обычно Донбасс рассматривали как залив, постепенно заполнявшийся осадками и представлявший то лагуну, то море. Вряд ли это правильно. Угленосная толща Донбасса по всем признакам представляет собой типичный дельтовый комплекс, связанный с выносами одной, а может быть и нескольких рек, текших с юга и юго-запада. На севере, северо-востоке и, вероятно, на востоке было открытое море.

В истории развития донбасской дельты можно выделить три эпохи: первая — эпоха накопления осадков, когда речные потоки выносили громадные толщи песков и глин; вторая — эпоха образования угля, когда происходило накопление растительных остатков; конечно, самый процесс накопления клетчатки мог происходить только тогда, когда прекращался процесс накопления песков и глин; эти два процесса взаимно исключают друг друга; третья — эпоха образования известняков.

Во время накопления песков и глин Донбасс представлял собой надводную, а частично и подводную поверхность дельты с многочисленными речными руслами. Во время образования углей — накопления растительных остатков — значительные площади донбасской дельты становились тропическими болотами типа Дисмал Свампе и Эверглейдс, болот, покрывающих сейчас Флориду. Наконец, во время отложения известняков Донбасс был мелким морем с глубинами 10—30 м и берегами, совершенно лишенными рек. Это связано, вероятнее всего, не с трансгрессиями, а с псевдотрансгрессиями. Одно опускание дельты ниже уровня моря не вызовет образования известняков; при этом только увеличится подводная часть дельты, покрытая пресными и солоноватыми водами. Для образования известняков необходимо не опускание дельты, а прекращение, высыхание или перемещение речных потоков. Только при этом вода примет нормальную морскую соленость и появятся организмы, образующие известняки. Таким образом, возможно, что никаких пульсаций — подъемов и опусканий — в Донбассе не было, а было только чередование эпох дождей и засух.

Закономерности в распределении осадков в Донбассе рассмотрены в работах А. З. Широкова (1940), Н. В. Логвиненко (1952) и особенно полно и детально — Л. Н. Ботвинкиной (1955).

Мнение о том, что Донецкий бассейн представляет собой дельту большой равнинной реки, было выдвинуто мною во втором издании «Учения о фациях» (Наливкин Д. В., 1933). Оно настолько шло вразрез с ранее существовавшими построениями, что сначала не получило признания; и в настоящее время есть некоторые геологи, не разделяющие его. Однако факты — неумолимая вещь, и с каждым годом сторонников дельтового происхождения Донбасса становится все больше и больше.

Изучение проблемы Большого Донбасса, особенно глубокое бурение, позволило более точно наметить очертания тела угленосной толщи. Значительно увеличилось данные по изменению фаций и по условиям их образования. Весь этот обширный материал еще более точно доказывает

дельтовое происхождение Донбасса. Никакое другое объяснение происхождения донецкой угленосной толщи не может охватить всего комплекса ее особенностей.

Угленосная толща Кизеловского бассейна, развитая на западном склоне Среднего Урала, по возрасту относится к низам визейского яруса. Ее дельтовое происхождение сейчас общепризнано благодаря работам П. В. Васильева (1938, 1950) и Н. С. Городецкой (1951). Описываемая толща представляет собой дельту большой равнинной реки, текшей с востока, с Сибирского материка, и впадавшей в море, располагавшееся на Русской платформе и западном склоне Урала. Долина этой реки и сама дельта были частью обширной прибрежной аллювиальной равнины, перегораживавшей всю Уральскую геосинклиналь.

Кизеловская дельта имеет типичную веерообразную форму и постепенно выклинивается к северу, западу и югу. Для этой толщи характерно резкое преобладание тонкозернистых осадков, преимущественно кварцевых песчаников, почти при полном отсутствии грубообломочных пород — конгломератов и брекчий. Последний факт доказывает невозможность образования угленосной толщи за счет разрушения вблизи расположенных островов, которое обязательно должно было сопровождаться образованием мощных толщ конгломератов и брекчий, значительно распространенных.

Наличие прослоев с морской фауной в нижних и верхних горизонтах толщи и переход ее по простиранию в морские отложения указывают на расположение угленосной толщи в прибрежной зоне моря.

Работы П. В. Васильева и Н. С. Городецкой не только установили наличие речных русел, но позволили также определить их направление.

Иногда возникает вопрос, можно ли по одному обнажению установить дельтовый характер вскрытых отложений? На него надо дать отрицательный ответ. По литологическому составу и другим признакам дельтовые отложения тождественны с отложениями прибрежных аллювиальных равнин. Их можно отличить только по распространению и форме тела, а для этого необходимы данные, полученные на более или менее значительной площади.

Зоны дельт

Изучая распространение дельт по побережью современных материков, легко заметить, что они распределяются неравномерно. То на протяжении тысячи километров крупные дельты отсутствуют, то, наоборот, они тянутся друг за другом, почти непрерывно, на многие сотни и даже тысячи километров.

В последнем случае дельтовые отложения, весьма различного происхождения, образуют пояса или зоны накопления шириной в десятки и немногие сотни километров и длиной в тысячи километров. Мощность их в подводной, а местами и в надводной частях измеряется сотнями и, вероятно, тысячами метров. Литологический состав характеризуется резким преобладанием тонкозернистых осадков; местами наблюдается мощное угленакпление.

Примером зоны заболоченных дельт, в которой сейчас происходит накопление растительных остатков, может служить северочерноморская зона. Она начинается дельтой Кубали, охватывающей весь Таманский полуостров, затем следует дельта Дона, лиманы и косы северного побережья Азовского моря, самосадочные озера Сивашей, дельты Диспра, Днестра, Буга и, наконец, обширная дельта Дуная с ее необозримыми плавнями.

Выше было приведено описание тропических дельт северного побережья о. Ява с их обширными мангровыми зарослями, исключительно благоприятными для накопления больших масс растительных остатков. Зона развития подобных дельт, чередующихся с коралловыми рифами, протягивается вдоль северного берега Суматры и Явы на 2500 км. Зона дельт, лагун, кос и береговых озер и болот по восточному и южному берегам Северной Америки протягивается более чем на 400 км и включает в себя знаменитое болото Дисмал Свампс, дельты Миссисипи и Рио-Гранде, коралловые рифы Флориды и эстуарии Гудзона и Саскуиханны (Чезапикский залив). Наконец, зона дельт великих рек Китая включает в себя всю северную часть Желтого моря, дельту Хуанхэ и Янцзы. Ее длина около 1500 км, но ширина очень велика — 300—400 км.

Таких же больших размеров достигали зоны дельт прошлого. Зона нижнекаменноугольных угленосных дельтовых отложений окаймляет Западно-Сибирский материк (Тоболию) на протяжении 3500 км. Она начинается Кизеловской дельтой, затем следуют угленосные толщи восточного склона Урала, включая Берчогур. Далее береговая линия загибается на восток, уходя в Караганду и Экибастуз. Заканчивается она в Кузнецком и, вероятно, Минусинском бассейнах.

В нижнепермскую эпоху подобная зона, но меньших размеров располагалась по северной окраине этого же Западно-Сибирского континента; она начиналась Печорским угленосным бассейном и кончалась Таймырским полуостровом. Верхнепермские месторождения того же Печорского бассейна, Таймыра и Тунгусского бассейна, а также Кольчугинская свита Кузнецкого бассейна уже не связаны с дельтами, а образовывались в болотах, удаленных от побережья.

НИМНЯ ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА

Прибрежные равнины теснейшим образом связаны с дельтами. Обычно дельты служат непосредственным продолжением прибрежных равнин, более или менее значительно вдающихся в море. Граница между ними неясная, всегда условная, не связанная с каким-либо резким изменением осадков. Чаще всего за границу дельты принимаются краевые протоки, причем отложения по обе стороны этих протоков практически одинаковы по составу и мощности. Примером могут служить взаимоотношения между дельтой Волги и Прикаспийской равниной. Границы между ними крайне неясные, и переходы весьма постепенные.

Дельтой мы называем такую область, в которой главным фактором образования осадков служит деятельность рек. На прибрежной равнине преобладают наземные осадки, степные и полупустынные; речные осадки играют второстепенную роль; зато существенны осадки временных, дождевых потоков и ветра. И там, и тут часто встречаются осадки пресных и соленых озер, лагун и лиманов.

Рельеф прибрежных равнин на больших расстояниях представляет собой почти горизонтальную низменность, едва поднимающуюся над уровнем моря. Поэтому достаточно ничтожных опусканий, чтобы море проникло на равнину на сотни километров. И обратно, дно моря у окраины равнины часто служит ее непосредственным продолжением, также почти горизонтально и обладает незначительными глубинами. Поэтому небольшие поднятия вызывает не только полное отступление моря с затопленной им равнины, но и осушение больших площадей его дна.

Подобные поднятия и опускания происходят неоднократно. Соответственно разрез приобретает своеобразный вид: он состоит из небольших пачек морских отложений, чередующихся с отложениями прибрежной равнины; мощность каждой пачки — от нескольких метров до немногих десятков метров. Подобный разрез наблюдается в буровых скважинах, заложённых на Прикаспийской равнине.

В отдельных случаях прибрежная равнина постепенно и незаметно переходит в долины средних течений больших равнинных рек, например Прикаспийская равнина переходит в долину среднего течения Волги. При этом во время опусканий море не только затопляет всю равнину, но и проникает далеко вглубь материка по долинам рек, например во время акчагыльской трансгрессии море проникало далеко по долинам Волги, Камы и Белой.

При более значительных опусканиях, порядка 200—400 м, море перекрывало всю прибрежную равнину, подходя к окраине пенеплена (доло-склона). Образовывались обширные морские бассейны. К современным их представителям относятся все наши северные материковые моря: Баренцово, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и другие, а также Северное (Немецкое) и Балтийское моря.

Условия образования прибрежных равнин достаточно сложны. С одной стороны, большую роль играло разрушение ранее существовавшего рельефа путем денудации, а также абразии, которая происходила во время морских трансгрессий. С другой стороны, не менее существенное значение имело накопление осадков, заполнявших впадины рельефа во время морских трансгрессий, вследствие приноса материала реками и ветром, а также удержания его в почве растениями.

С о с т а в о т л о ж е н и й. По площади распространения преобладают отложения плоских водоразделов: на юге — степных и пустынных; на севере — тундровых и затаёженных. На втором месте стоят отложения нижних течений больших равнинных рек со всеми фациями, с ними связанными. На юге к ним присоединяются отложения временных потоков. Далее следуют отложения озер и болот, горько-солёных озер и солончаков, а у берега моря — лиманов и лагун.

О т л о ж е н и я в о д о р а з д е л о в. Наиболее своеобразна серия плоский водораздел, состоящая из нескольких фаций: почв, делювия, оползней и оплывин, дюнных, барханных и бугристых песков, щебневой полупустынной равнины. Все эти фации отличаются повышенным содержанием кварцевых зерен и состоят из песков, глинистых песков и песчанистых глин. Чистые глины редки и не обладают слоистостью; в них нередко встречаются отдельные песчинки.

В остальных фациях слоистость неправильная, неясная, часто косая, поверхности напластования нерезкие, неправильные, волнистые.

Окраска самая разнообразная, неправильно распределённая, что нередко придает породе пятнистый вид. Часто встречаются яркие, красные и пестрые цвета; широко распространены бурые, шоколадные, зеленоватые, фиолетовые оттенки.

Отсортированность хорошая только в эоловых песках; все остальные отложения плохо сортированы и зерна минералов остроугольные.

Фауна крайне редка; чаще всего она отсутствует; изредка попадаются раковины наземных моллюсков и обломки костей позвоночных. Даже пыльца и та редка и плохой сохранности. Растительные остатки представлены трухой и кусками древесины, обычно сохраняющейся в небольших количествах.

Отложения плоских водоразделов на практике называют наземными. Если выделение всего комплекса отложений плоских водоразделов не вызывает особых затруднений, то расчленение этого комплекса на отдельные фации значительно сложнее и не всегда возможно. Отличить почвы от делювия, старицы в долинах рек от обособленных озер можно только тогда, когда известны очертания площади их распространения, а это бывает сравнительно редко.

Входящие в состав плоского водораздела почвы, делювий и оползни описаны в разделе «Нимия долосклон» (пенеплен), а барханные и бугристые пески, щебневая равнина и долины временных потоков — в разделе «Нимия пустыня».

Мощность отложений прибрежных равнин. Обычно считают, что базисом эрозии служит уровень моря и что вблизи уровня моря отлагаются все осадки, приносимые реками. В основном это положение правильно, но требует дополнений. Во-первых, реки, впадая в море, не прекращают свое существование, а продолжают в нем, иногда на значительном расстоянии, но самое главное заключается в том, что начало отложения осадков происходит на поверхности прибрежной равнины.

При переходе от долосклона (пенеплена) к прибрежной равнине рельеф резко выполаживается. В связи с этим скорость течения в реках уменьшается и отлагаются более крупные зерна. Происходит такое же усиление накопления осадков, какое наблюдается в зоне подножий горных хребтов, конечно, в значительно уменьшенной степени. Соответственно прибрежная равнина представляет собой область накопления осадков. Поэтому мощность осадков контролируется опусканиями. Если прибрежная равнина медленно опускается, то мощность накапливающихся на ней отложений может быть очень большой и измеряться сотнями метров. Если же опускания отсутствуют, то отлагающиеся осадки вновь перемываются реками, русла которых постоянно меняют свое положение, и мощность отложений за то же время не превышает немногих десятков метров.

Слоистость и цвет отложений прибрежных равнин весьма разнообразны. Отложения пловодий, больших озер и лиманов обладают тонкой и правильной слоистостью, выдерживающейся на десятки, а иногда и сотни километров. В то же время отложения плоских водоразделов и русел рек, а также дюнные пески обладают кривой или неправильной слоистостью, также развитой на громадных площадях или на узких полосах.

Цвет отложений преобладает серый и бурый, но в отложениях водоразделов широко распространены красные и пестрые цвета, а в отложениях озер нередко белые и розоватые цвета.

Органические остатки обычно бедны и однообразны. На громадных расстояниях встречаются только одиночные раковины наземных моллюсков, обломки костей позвоночных и куски древесины. Но тут же рядом в болотах наблюдается массовая концентрация разнообразнейших растительных остатков. В болотах, озерах и долинах рек во время пловодий происходит массовая гибель и захоронение трупов позвоночных. В пресных озерах и реках всегда находятся раковины моллюсков и ракообразных, скелеты и чешуя рыб и остатки водорослей. Характерно отсутствие морской фауны. Только во время морских трансгрессий образуются пакчи песчано-глинистых отложений с морской фауной. Как уже было сказано, они неоднократно чередуются с отложениями, содержащими наземную пресноводную фауну. Их правильно считают морскими, но по

существо это отложения одной и той же слабо наклоненной области. Здесь море и суша также тесно связаны друг с другом и часто сменяют друг друга, как и в дельтах.

Современные прибрежные равнины широко распространены и занимают большие площади. Они отсутствуют только у тех берегов, вдоль которых развиты молодые складчатые хребты. Проявления молодой складчатости и образование прибрежных равнин взаимно исключают друг друга. Там, где образуется молодой складчатый хребет, например Сихотэ-Алинь, отсутствует прибрежная равнина. Наоборот, там, где развита прибрежная равнина, например на северном побережье Каспия, нет молодых горных хребтов. Местами прибрежная равнина частично сохраняется за молодыми хребтами. Северо-Каспийская прибрежная равнина сохранилась за молодыми хребтами Мангышлака и значительно древнее их по возрасту. Манычская равнина располагается за Кавказом, Северо-Азовская равнина — за Крымскими горами и Северо-Черноморская равнина — за складчатым хребтом, ранее соединявшим Добруджу с Крымом. Во всех этих случаях равнины значительно древнее неогеновых горных хребтов.

Подобные взаимоотношения были и в прошлом. В девоне и нижнем карбоне восточный склон Урала и прилегающая часть Западно-Сибирской низменности представляли собой прибрежную равнину, на западе омывавшуюся Уральским морем, на востоке переходившую в долосклон (пенеплен) Сибирского материка. В среднем и верхнем карбоне молодой Уральский хребет отгородил равнину от моря, превратив ее в полупустынную область, бессточную впадину.

Хорошим примером современной и одновременно третичной прибрежной равнины может служить Южно-Русская равнина, расположенная вдоль южной окраины Русской платформы. В ее состав входят Северо-Каспийская, Манычская, Северо-Азовская и Северо-Черноморская равнины, а также обширные плоские водоразделы между Дунаем, Диестром, Бугом, Днепром, Доном, Волгой, Уралом и Эмбой; затем нижние течения этих рек, многочисленные лиманы побережья Черного и Азовского морей, многочисленные камышовые болота-плавни, горько-соленые озера — Сиваш, Баскунчак, Эльтон, Индер — и многие другие, не менее многочисленные, пресные озера и области развития эоловых песков. Общая длина Южно-Русской равнины достигает 2500 км; ширина — на востоке около 500 км; в середине 300 км, на западе 150 км. Отложения ее вскрыты глубокими буровыми скважинами и состоят из морских серий, чередующихся с континентальными.

Весьма значительных размеров достигает прибрежная равнина восточного побережья Северной Америки, носящая специальное название «Coastal plains» («береговые равнины»). Прибрежную равнину представляет собой также все восточное побережье Южной Америки. Вдоль южной окраины Азии расположены цепи молодых горных хребтов, отодвинувшие более древние прибрежные равнины вглубь материка. Частично они перекрыты морем, сохранившимся еще за молодыми складчатыми хребтами, и здесь вдоль берега этого моря прибрежная равнина типично развита. Она начинается от побережья Желтого моря и включает в себя нижние течения рек Хуанхэ и Янцзы и обширные плоские водоразделы, сложенные лёссом.

Все наши материковые северные моря, расположенные в области шельфа, представляют собой затопленную прибрежную равнину. В связи с этим возникает принципиальный вопрос о тождестве шельфа и прибрежной

равнины. По существу они отличаются только тем, что шельф находится ниже уровня моря, а прибрежная равнина выше уровня моря. В то же время уровень моря настолько непостоянен и настолько быстро и часто изменяет свое положение, что вряд ли следует считать его критерием, достаточным для обособления двух различных географических областей.

Шельф и прибрежная равнина представляют собой части единого однородного элемента поверхности материка, который заслуживает особого названия. По характернейшей особенности — однообразному падению к океану — его можно назвать «односклон».

Название «односклон» близко к названию «долосклон», предлагаемому для замены более позднего названия «пенеплен». Это подчеркивает их теснейшую связь, так как односклон образуется в результате разрушения долосклона и с ним граничит.

Односклон представляет собой область наибольшего накопления терригенных и органогенных отложений, а также область наиболее частых колебаний береговой линии. К этим двум весьма важным особенностям можно прибавить третью, не менее важную: отложения односклона встречаются в ископаемом состоянии чаще, чем отложения какой бы то ни было другой области земного шара. Наконец, в области односклона наиболее полно и типично выражена ритмичность осадконакопления.

Прибрежные равнины прошлого вследствие своих больших размеров оконтуриваются только частично, да и то по данным глубоких буровых скважин. Зато их отложения в отдельных разрезах и на небольших площадях встречаются очень часто. Вследствие этого обычно удается восстановить основные палеогеографические взаимоотношения и, в частности, наиболее важное обстоятельство — непосредственный переход в морские отложения.

Области накопления красноцветов

Своеобразные континентальные песчано-глинистые красноцветные или пестроцветные отложения весьма разнообразны по условиям образования, но в основном связаны с прибрежными равнинами.

Некоторые красноцветные толщи представляют собой отложения обширных аллювиальных равнин, заполнявшие области без стока. Такие равнины можно назвать прибрежными, но уже по отношению к обширным базисным бассейнам, расположенным в наиболее пониженной части бессточных областей.

Не вызывают сомнения в своем происхождении те отложения прибрежных равнин, которые непосредственно предшествуют современным, — четвертичные и неогеновые. Они полно развиты в пределах Северо-Каспийской равнины и хорошо описаны в работах А. П. Павлова (1925), П. А. Православлева (1926, 1929) и М. М. Жукова (1935, 1945). Уже в четвертичных толщах появляются красноцветные породы, но в нижнеплиоценовой нефтеносной свите они достигают такого развития, что в Западном Туркменистане вся свита получает название «красноцветной толщи», или просто «красноцветов». Они вскрыты многочисленными скважинами и обнажены в изумительных разрезах Боя-Дага и прилегающих возвышенностей, описанных К. П. Калищким (1914).

Палеогеновое и верхнемеловое моря перекрывали полностью весь односклон того времени. Их очертания дают хорошее представление о северной границе прибрежной равнины. Палеогеновые красноцветы известны также в Северной Америке; они описаны ниже.

Данных о прибрежной равнине нижнемелового и юрского возрастов мало. Скорее всего, она также была полностью закрыта морем.

В нижнетриасовую и верхнепермскую эпохи красноцветы получили необыкновенно большое развитие в пределах Ангарского материка и, в частности, Русской платформы. Широко развиты красноцветы и в девонских отложениях.

Общая характеристика. Одной красной окраски недостаточно для присвоения какому-нибудь пласту или пачке пластов названия «красноцветы». Красной окраской обладают многие отложения, не имеющие никакого отношения к красноцветам, например: красные морские известняки, красный батинальный ил, красные пачки сланцев и песчаников с морской фауной. Красной окраской обладают толщи некоторых солей и соленосные толщи, их сопровождающие, но это все не красноцветы. Наоборот, среди красноцветов нередко имеются слои и даже толщи белого, зеленоватого, синеватого и многих других цветов.

Красноцветы — понятие не только литологическое, но в основном палеогеографическое. Прежде всего это континентальные отложения, обладающие большой площадью распространения — от нескольких сотен до нескольких тысяч километров в длину. Затем это пустынные отложения, но весьма различные по условиям образования: дельтовые, предгорные, прибрежные, эоловые, речные, озерные, лагунные и другие.

В качестве примера приведем депрессию Аральского моря и прилегающие к ней пустыни, равнины и плато. В ее пределах на громадной площади развиты глинистые и карбонатные озерные осадки. Многочисленные самосадочные озера дают материал для образования линз соленосных и гипсовосных отложений. Дельты Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи достигают больших размеров и обладают всеми признаками, характерными для типичных дельт. На их поверхности развиты мощные заросли камыша — будущие угленосные толщи. Нижние течения больших рек — Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Чу, Зеравшана, Мургаба и Теджена — со свойственными им осадками непрерывно меняют свое положение, создавая большие площади развития речных отложений. Их сухие дельты весьма значительны и своеобразны. Громадные площади заняты бугристыми и барханними песками. Еще большие площади покрыты щебневыми, песчано-глинистыми отложениями. Наконец, надо упомянуть отложения многочисленных такыров и юров, отложения Узоя и Унгуза, отложения зоны подножий палеозойских массивов. Этот перечень далеко не полон, но и его достаточно для того, чтобы получить представление о том необыкновенном разнообразии условий, в которых происходит образование красноцветов.

Географическое распространение их описано в интересной и важной сводной работе Л. Б. Рухина (1948) на следующих примерах.

Девонский древний красный песчаник Прибалтики на юго-западе увеличивает свою мощность до 400—500 м, на северо-востоке уменьшается до 100—150 м. На севере находились каледониды, служившие областью питания. На юге красноцветы переходили в лагунные и морские отложения. Древний красный песчаник отлагался на обширной равнине шириной до 400—600 км, непрерывным поясом тянувшейся от севера Русской платформы, через Прибалтику, Северную Германию и Англию, в Гренландию.

В Кузнецком бассейне областью питания для девонских красноцветов служили каледонские хребты, располагавшиеся на месте Минусинской котловины и протягивавшейся на северо-запад. К западу от них была расположена равнина, на которой и отлагались красноцветы. Еще запад-

нее, в Салаире, многие горизонты уже замещены морскими отложениями. Каледонские хребты далее заворачивали к западу и уходили в северную часть Казахской степи; здесь на равнине, расположенной у их подножия, отлагались красноцветы, на юге сменявшиеся морскими отложениями.

В Аппалачах, на северо-востоке, в Кэтскиллских горах, располагались каледонские хребты; у их южного подножия находился обширный пояс красноцветов. На севере их мощность достигала 2500 м; к югу она составляла всего 200—300 м. Далее красноцветы сменялись морскими песчано-глинистыми отложениями, затем глинистыми сланцами и, наконец, черными битуминозными сланцами.

В Приуралье, у подножия варисцидских хребтов, отлагалась толща уфимских красноцветов. Ближе к горам ее мощность достигала 1500—2000 м; к западу, на равнине, она быстро уменьшалась до 100—150 м, и еще далее красноцветы переходили в морские отложения.

Отмеченная Л. Б. Рухиным (1948) связь красноцветов с поднимающимися молодыми горными хребтами, с одной стороны, и с морскими бассейнами — с другой, действительно существует и закономерна, но не единственна, как он это считал. Татарские и ветлужские красноцветы Горьковской области удалены от Урала более чем на 1000 км и не связаны с ним непосредственно. Затем они не переходят в морские отложения, а заполняют бессточную впадину. Такая связь с пустынными областями без стока обнаруживается неоднократно, как это будет указано ниже, и также закономерна, как и связь с морскими бассейнами.

Л и т о л о г и ч е с к и й с о с т а в красноцветов характеризуется преобладанием обломочных, сравнительно тонкозернистых отложений — песков, песчаников, песчанистых глин, глинистых песков и глин. Конгломераты и брекчии встречаются довольно часто. Местами широко развиты мергели, доломиты и известняки химического происхождения. С ними связаны гипсы и другие соли.

М о щ н о с т ь значительно изменяется. Обычно она измеряется несколькими сотнями метров, но нередко достигает нескольких тысяч метров. По простиранию мощность быстро и сильно изменяется, то увеличиваясь, то уменьшаясь.

С л о и с т о с т ь самая разнообразная, чаще всего правильная и ясная. Нередка косая слоистость; иногда значительные толщи неслоисты или неясно слоисты.

Вообще разрез красноцветных толщ очень непостоянен и быстро изменяется. Только некоторые прослой и свиты выдерживаются на большом расстоянии.

О р г а н и ч е с к и е о с т а т к и встречаются редко; обычно громадные толщи на больших расстояниях совершенно безжизненны. Но местами встречаются массовые скопления скелетов позвоночных и раковин пресноводных моллюсков и ракообразных. Реже встречаются наземные моллюски и остатки растений.

По своему характеру красноцветные толщи весьма разнообразны. Иногда среди них резко преобладают песчаники или конгломераты, или мергелисто-глинистые породы с пресноводной фауной; местами развиты прослой гипса и других солей. В тех случаях, когда красноцветные толщи располагаются вблизи морских отложений того же возраста, в них встречаются прослой, а иногда и свиты тех же красноцветных пород, но уже с морской фауной.

В большинстве случаев красноцветы представляют собой континентальные и пустынные отложения, но иногда они бывают лагунными, а отдель-

ные прослоп и свиты — даже морекими. Среди красноцветных пустынных отложений отдельные участки и горизонты также весьма различны по условиям образования.

Мощные толщи песчаников неяснослоистых или диагонально слоистых с подчиненными прослоями глин — это отложения песчаных пустынь.

Прослоп щебня и угловатых обломков, рассеянных в песчаном или песчано-глинистом цементе, указывают на каменистую пустыню с выносами временных потоков.

Толщи песчаных глин, глинистых и чистых песков, то правильно слоистые, то косослоистые, чередующиеся с пластическими глинами, представляют собой отложения наземных дельт, постепенно переходящие в пустынные отложения.

Толщи мергелей, гипсов, доломитов, редко известняков, переслаивающиеся с глинами и песками, иногда с небольшими прослоями конгломератов, отлагаются в озерных бассейнах, сгруппированных в отдельных районах пустынь.

Эти примеры далеко не исчерпывают всего разнообразия условий образования пустынных толщ. Насколько громадны и разнообразны современные пустыни, настолько же были громадны и разнообразны пустыни прошлого и настолько же разнообразны их отложения.

Красная окраска красноцветов обусловлена наличием тончайших корочек окислов железа, облекающих все зерна песков и песчаников, и примесью этих окислов к цементу песков и к массе глинистых пород. Как ни тонка эта корочка и незначительна примесь, но при большой массе красноцветных отложений концентрация в них железа бывает очень высокой.

Л. Б. Рухин (1948), правильно понявший и оценивший значение этого обстоятельства, делает несколько важных выводов.

1. Получению такого большого количества железа благоприятствует, а может быть и обуславливает его, образование и одновременное разрушение новых горных хребтов. При разрушении пород, особенно древних изверженных, освобождается большое количество соединений железа, которые, равномерно распределяясь среди осадков аллювиальных равнин, и окрашивают их в красный цвет.

2. Энергичная вулканическая деятельность, проявлявшаяся почти одновременно с образованием красноцветов. Выветривание лав и вулканических туфов также могло дать большие массы железа.

3. Равномерное распределение железа среди большой массы осадков препятствует концентрации его в железорудные месторождения. Л. Б. Рухин (1948) строил интересные кривые, которые показывают, что периоды, в которые происходило образование главных толщ красноцветов, а именно девон, пермь, триас и мел, характеризуются минимальным развитием месторождений железных руд. Этот вывод, логически вполне правильный, на практике не вполне оправдывается. Дело в том, что в эпохи образования красноцветов в отложении осадков принимали участие такие большие количества железа, что они могли одновременно окрашивать осадки в красный цвет и, местами концентрируясь, создавать месторождения. На восточном склоне Урала в нижнемеловую эпоху не только отлагались толщи красноцветных глин и песков, но и образовывались месторождения болотных руд и бокситов, также содержащих значительные количества железа. Известны также железорудные месторождения в девоне, перми и триасе. Исключать эти системы при поисках железных руд, конечно, не следует.

4. Соединения железа во время образования осадка могли быть не только окисными, но и закисными и соответственно могли окрашивать породы в зеленоватые и буроватые тона. Красная же окраска возникла, может быть, значительно позже, при процессах окисления как результат перехода закисных соединений в окисные. Такое мнение уже давно было высказано Б. П. Кротовым (1931), ставшим на крайнюю точку зрения и считавшим, что все верхнепермские и нижнетриасовые красноцветы не что иное, как своеобразная кора выветривания. Как известно, кора выветривания действительно часто обладает красным цветом.

Возникновение красной окраски в результате вторичных процессов и образование красноцветов из зеленоватых, серых и бурых пород вполне возможно, но не обязательно. В настоящее время в пустынных областях на больших площадях происходит накопление толщ, обладающих красным цветом уже при своем образовании.

Происхождение красного цвета рассматривается в работах В. И. Данчева (1947), Дорсея (Dorsey, 1926), Раймонда (Raymond, 1927, 1942), Робба (Robb, 1949).

Из современных пустынных областей накопления красных осадков мы рассмотрим только немногие.

В самой середине Евразии, между низовьями Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, расположена обширная область, покрытая яркооранжевыми и красными бугристыми и сыпучими песками. Летом здесь невыносимая жара, зимой — сильные морозы, только весной и осенью выпадают небольшие дожди. Эта область — пустыня Кызыл-Кум; название ее обозначает «красные пески». По другую сторону Аму-Дарьи, в северной части Кара-Кума, пески также обладают оранжевым оттенком и резко отличаются от серых дюнных песков, образующихся за счет выдувания речных песков Аму-Дарьи.

Каракумская свита, подстилающая пески Кара-Кума, сложена красновато-бурными, желтоватыми и палевыми песками, суглинками и глинами — отложениями древних речных долин, сухих дельт и плоских водоразделов.

Далее на юго-запад, за снежными хребтами Хорасана, расположена другая пустынная область — большая соляная пустыня восточного Ирана — пустыня Лют. В центре ее высыхает заполненное камышами громадное мелкое оз. Сейстан. Оно окружено болотами, за которыми следует небольшая полоса культурных земель, теряющаяся в окружающем бесконечном пространстве безжизненной щебневой пустыни. В озеро впадает большая р. Гельмунд, образующая большую плоскую дельту. И в дельте, и в рулах Гельмунда и его протоков, по берегам озера и в отдалении от него — везде обнажаются обрывы озерных и речных отложений, мощность которых достигает 100—120 м. Все они сложены весьма своеобразной ярко окрашенной, пестроцветной толщей, состоящей из красных глинистых песков, чистых тонкозернистых песков и зеленых, розовых и белых глин. На их размытую поверхность местами налегает мощная толща галечников, чередующихся с розовыми и белыми глинами, мергелями и песками. Многочисленные разрезы описаны Хентингтоном (1905). Они служат примером озерно-пустынных отложений.

Еще дальше на юг, в Южной Аравии, недалеко от моря расположена громадная пустыня Нефуд, покрытая неподвижными и подвижными красными песками.

Наконец, на самом берегу океана, в Южной Индии, развиты пески Тери. По живописному описанию Вальтера (1910), широкая береговая

полоса покрыта движущимися вглубь страны дюнами, состоящими из карминово-красных песков, которые насыпаются нередко до 60 м высотой; эти дюны в некоторых местах прерываются темносиними озерами, а берега их, богатые влагой, украшены группами пальм. Здесь, на дне этих внутренних озер, отлагаются мощные красные песчаники с типичной слоистостью дюн наряду с тонкослойным красным мергелем; тут же образуются морские известняки и песчаники, богатые великолепными перламутровыми раковинами и улитками, которые постепенно сменяются пестрым животным миром, населяющим возвышающиеся поблизости коралловые рифы.

Подобно пескам Тери, покрытым тонким слоем окиси железа, песчинки древнего красного песчаника покрыты окрашивающей их пестрой красной оболочкой; аналогия обоих явлений слишком резко бросается в глаза, чтобы не считать их происхождение одинаковым, обусловленным одними и теми же климатическими причинами. Точно такие же дюнные пески покрывают в Неджде, в Аравии, большие пространства пустыни.

В третичных отложениях красноцветные толщи так же широко распространены, как и в современную эпоху. Красноцветные толщи занимают громадные площади в Центральной Монголии и в восточных предгорьях Скалистых гор в Северной Америке. Они представлены типичными пустынными отложениями, весьма различными по условиям образования. Среди них местами, очевидно в областях болот, озер и речных дельт, встречаются, иногда в больших количествах, кости наземных млекопитающих, указывающие на возраст от низов палеоцена до плиоцена.

Весьма своеобразны красноцветные песчанико-конгломератовые третичные толщи развиты по южному и северному склонам Центрального Тянь-Шаня. На южном склоне они носят название гобийских и ханхайских отложений. На северном склоне их частично относили к нижнему мелу, например у Каракола (Джиты-Огуз). Широко развиты они в Заалайском хребте и в горах Муз-Кул Центрального Памира. Эти красноцветные толщи — особая разновидность, представленная отложениями зоны подножий. Часто они поражают своей мощностью, измеряющейся иногда многими сотнями и тысячами метров.

В меловых отложениях красноцветные толщи обычны и также иногда достигают большой мощности (сотни метров). В Монголии и Северной Америке они служат непосредственным продолжением третичных красноцветных толщ и заключают в себе многочисленные остатки динозавров. В нижнемеловых красноцветных толщах Монголии были впервые найдены яйца динозавров.

Более своеобразны нижнемеловые красноцветные песчаниковые и конгломератовые толщи (Red grits) северного Афганистана и Таджикистана. Их основная особенность заключается в наличии глинистых и песчаных, известковистых прослоев с морской фауной. Морская фауна относится к различным горизонтам. Она указывает на то, что красноцветные толщи Афганистана и Таджикистана представляют собой отложения прибрежных пустынь, таких, как описанная выше пустыня Тери. Эти пустыни периодически захватывались морскими трансгрессиями, отлагавшими пески и глины с морской фауной и потом вновь отступавшими. В более северных районах Средней Азии, например в Ферганской долине и Ташкентском районе, те части красноцветных толщ, которые соответствуют нижнему мелу, являются континентальными отложениями. В эти районы море проникало только в верхнем мелу, как на это указывает нахождение верхнемеловых аммонитов (*Placenticerus*) в верхах красноцветной толщи Ташкент-

ского района. Этот факт свидетельствует также о том, что в восточной части Средней Азии красноцветные толщи могут быть отнесены не только к нижнему, но и к верхнему мелу.

В юрских отложениях красноцветные толщи встречаются очень редко, например к западу от Иссык-Куля. Главная масса юрских континентальных отложений серого, бурого и желтого цвета. Это указывает на обилие осадков, растворявших и уносивших окислы железа, придающие осадкам красный цвет.

В триасе красноцветные пустынные отложения широко распространены и занимают большие площади в Северной Америке и в Западной Европе. Развита они и в пределах СССР. К ним относятся красноцветные пустынные отложения Донбасса, залегающие между пермью и юрой, а также значительная часть так называемого татарского яруса Русской платформы. Мощные красноцветные толщи, заключающие в себе местами прослои с морской фауной, развиты на Дарвазе и Памире.

Пермские красноцветные отложения нередко представляют собой континентальные отложения, связанные с жарким климатом. Поэтому среди них широко распространены красноцветные песчано-глинистые толщи. В пределах СССР наиболее известны татарский и уфимский ярусы. Татарский ярус распространен по всей восточной половине Русской платформы, уфимский — только в Приуралье.

Татарский ярус представляет собой сравнительно небольшую толщу мощностью в несколько сотен метров красноцветных и пестроцветных отложений, преимущественно песчаных и глинистых. Местами широко развиты мергели и иногда доломиты с пресноводной фауной. Остатки позвоночных указывают на пермский и триасовый возраст всей толщи. Возможно, что в одних районах развиты только триасовые отложения, а в других — только пермские. Литологический состав, окраска, слоистость, мощность и органические остатки указывают на то, что татарский ярус сложен континентальными, пустынными отложениями, связанными с жарким климатом. Их основная особенность заключается в широком развитии водных бассейнов типа пресноводных и горько-соленых озер, реже болот. Широким развитием пользовались временные сравнительно небольшие потоки.

Уфимский ярус, наоборот, в значительной своей части представлен наземными отложениями, скорее всего связанными с наземными дельтами. Таким образом, уфимский ярус можно трактовать как окраинную полосу зоны подножий, располагавшейся по западному подножию Урала и сейчас в значительной степени смытой вместе с самим хребтом. Стратиграфия и корреляция пермских красноцветных отложений еще не вполне разработаны. Можно лишь предполагать частичную одновременность и переход друг в друга.

В карбоне красноцветные толщи редки и распространены мало. Это можно объяснить тем, что карбон отличался значительным количеством атмосферных осадков и широким развитием озер и болот.

С девонскими отложениями связана толща древнего красного песчаника. Древний красный песчаник — это общее название толщи самых разнообразных осадков. Мощность ее иногда превышает 5000 м, а обычно измеряется сотнями метров. Преобладающая окраска — красная, кирпично-красная, розоватая, буро-красная, реже зеленоватая, лиловатая и белая.

Комплекс отложений весьма разнообразен. Преобладают различные песчаники, нередко чистые и песчанистые глины, местами развиты мергели, гипсы и другие соли, местами — мощные толщи конгломератов.

Фауна нередко совершенно отсутствует. Наиболее часто встречаются остатки своеобразных панцирных рыб *Placodermi*. Нередки остатки земноводных растений — псилофитов и настоящих водорослей — трохилисков.

По условиям образования древний красный песчаник Европы отвечает всем областям накопления континентальных отложений. Колоссальные толщи песчаников и конгломератов Шотландии мощностью во много сотен метров представляют собой отложения зоны подножий только что образовавшихся Грампанских гор. В Англии развиты отложения больших пресноводных и солоноватоводных озер. Многие толщи — это наземные золовые образования. Наконец, по окраинам древнего красного материка расположена зона лагун с лагунными, озерными, дельтовыми и наземными отложениями. Среди них уже нередко прослой с морской фауной. Подобного же типа средне- и верхнедевонские красноцветные песчаниковые толщи севера и запада Среднерусской платформы.

В силурийских и ордовичских отложениях фации красного песчаника встречаются довольно часто, но редко занимают большие площади. В Западной Европе к ним относятся нижние горизонты древнего красного песчаника. В пределах СССР красноцветные песчано-глинистые, местами соленосные толщи развиты на Сибирской платформе. Там они представлены осадками, связанными с отступанием и наступанием моря и отлагавшимися в зоне лагун.

В кембрийских отложениях красноцветные толщи того же типа развиты на Сибирской платформе. Они сопровождают наступания и отступления того же моря, что и в ордовике.

Заканчивая обзор красноцветных толщ, необходимо еще раз отметить, что они не исчерпывают всего разнообразия континентальных отложений, и подчеркнуть, что многие континентальные отложения, в том числе и пустынные, обладают одноцветной — серой, желтоватой и буроватой — окраской.

Условия образования. Пермские красноцветы Русской платформы разновозрастны, и различные горизонты их обладают различным распространением в зависимости от общих изменений палеогеографии страны.

Начало образования их связано с поднятиями в начале нижней перми, вызвавшими отступление моря с большей части Русской платформы. Одновременно с отступанием моря происходило накопление осадков на возникшей прибрежной равнине. Эти осадки и были первыми, нижнепермскими красноцветами. Для нижней перми очертания моря и суши еще детально не восстановлены. Одно только несомненно, что в конце нижней перми все Приуралье представляло собой пологую равнину, слабо наклоненную к западу. На ней отлагались красноцветы уфимского яруса, на которых на западе залегает цехштейн. Как далеко на запад уходила равнина уфимской эпохи и, самое главное, какое море ее ограничивало — мы пока не знаем.

Более ясны взаимоотношения для следующей, казанской (цехштейновой) эпохи. Очертания цехштейнового моря в основном установлены (рис. 63). Со всех сторон его окружала прибрежная равнина, особенно четко выраженная на востоке, между морем и Уральскими горами. Отложения этой равнины, отнесенные Е. И. Тихвинской (1946) к юговской и белебеевской свитам, выражены красноцветами, такими же, как и уфимские, и граница между ними фактически отсутствует.

В 1943 г. в белебеевской свите к западу от среднего течения р. Камы, в бассейне р. Сивы, были обнаружены ртуть и зерна киновари. Это заставило

провести детальные исследования, кратко суммированные В. А. Передериевым (1945). Нижняя, юговская, свита мощностью 60 м сложена красноцветными песчано-глинистыми отложениями. Верхняя, белебеевская, свита, более грубозернистая, серого и буровато-серого цвета, сложена песчаниками и глинами (аргиллитами) с линзами и прослоями конгломератов. Ее мощность около 100 м. Обе свиты представляют собой единый комплекс отложений, тесно связанных друг с другом.

Внизу преобладают бурые и красно-бурые плотные глины (аргиллиты), нередко микрослоистые, плитчатые, известковистые с маломощными, неравномерно распределенными прослойками серых и бурых известковистых песчаников, местами косослоистых. В глинах встречены раковины антракозид, скопления мелких остракод, отпечатки листьев, изредка стволы *Dadoxylon* и скопления лигнита. Выше, в белебеевской свите, преобладают серые и буроватые песчаники, местами косослоистые. Среди них залегают слои бурых плотных плитчатых глин (аргиллитов), линзы и слои мелкогалечных конгломератов с гальками, средний диаметр которых около 1.5 см. Гальки состоят из уральских пород: главным образом кварцитов, лидитов и яшм. Средний коэффициент округленности 82%.

Наибольшей шлихоносностью обладают песчаники. Шлиховой анализ обнаружил присутствие зерен многих минералов уральского происхождения. Полной неожиданностью было нахождение среди них зерен таких минералов, ранее считавшихся не переносимыми длительное передвижение, как, например, киновари, молибденита, пиролюзита, касситерита. Кроме того, были встречены вольфрамит, шеселит, брукит, золото и другие, более обычные минералы.

В. А. Передериев (1945) считает юговскую и белебеевскую свиты дельтовыми отложениями рек, текших с Урала и впадавших в казанское море. Вряд ли это были типичные дельты больших или просто постоянных рек. В этих условиях зерна хрупких, неустойчивых минералов не могли бы сохраниться. Более вероятен перенос их во взвешенном состоянии временными плащевыми потоками по плоской наклоненной аллювиальной равнине.

Литологический и минералогический состав верхнепермских и триасовых красноцветов восточной части Русской платформы и Приуралья детально описан С. Г. Саркисяном (1949) в его большой работе, содержащей полный список литературы.

Интересны данные о связи минералогического состава красноцветов с проникновением речных долин все глубже и глубже в Урал, вплоть до полосы развития зеленокаменных пород.

Наиболее полно С. Г. Саркисян описал уфимский ярус Приуралья. Татарский ярус описан им более кратко и только для Чкаловской и Актюбинской областей. В Приуралье был развит континентальный режим, у подножия Урала располагалась обширная равнина с пресноводными озерами. Долины, врезавшиеся в Урал, доходили до полосы ультраосновных пород.

С. Г. Саркисян вполне правильно считает, что одна из характернейших особенностей верхнепермских отложений Приуралья заключается в малой окатанности зерен. Он объясняет ее малым расстоянием переноса. Весьма вероятно, существенное значение имело и то, что перенос производили не постоянные реки, а временные потоки, причем материал находился во взвешенном состоянии и не подвергался длительному перекачиванию и перетиранью.

Прибрежная равнина окружала цехштейновое море со всех сторон, и красноцветы или другие континентальные отложения казанского воз-

раста, одновременные и аналогичные юговской свите, должны были быть развиты к западу, северу и югу от области развития цехштейна. Однако до сих пор они мало изучены, и выделение их — дело будущего.

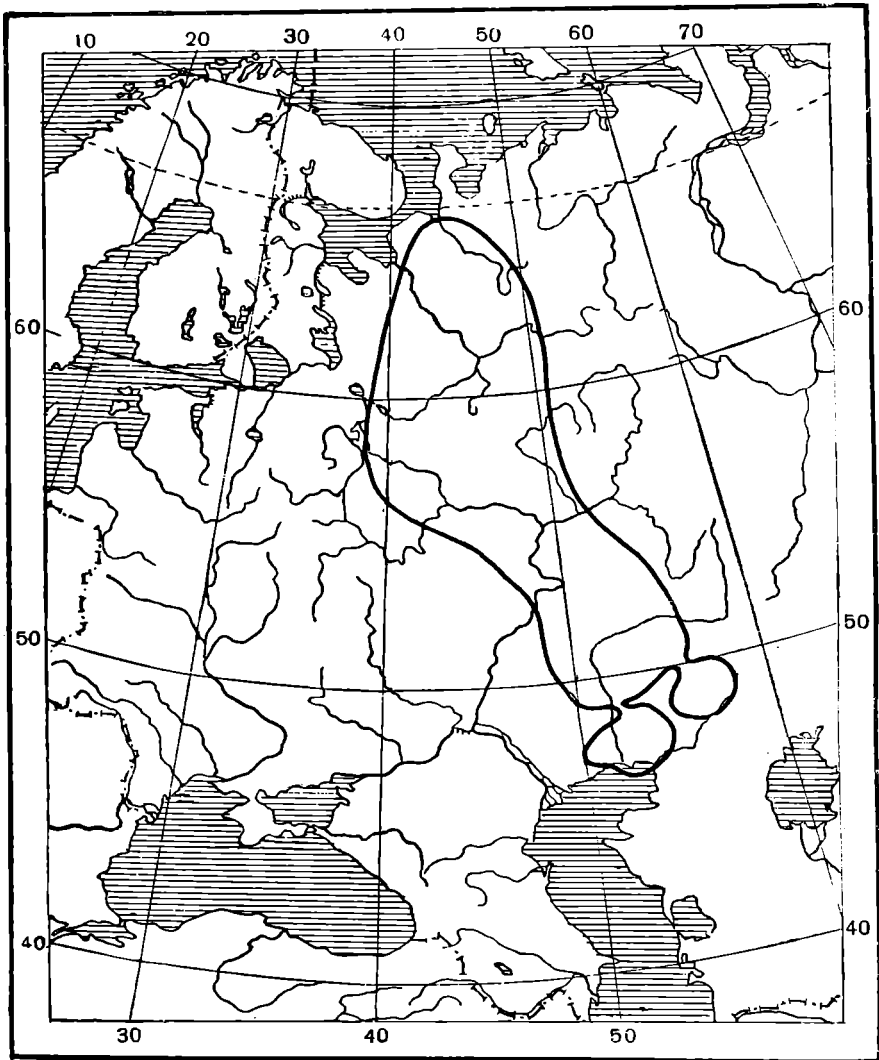


Рис. 63. Очертания цехштейнового моря.

В конце казанской эпохи цехштейновое море высыхает, распадаясь на ряд горько-соленых и пресных озер. На его месте образуется обширная замкнутая область без стока. В ее пределах происходит накопление красноцветов татарского яруса, сравнительно небольшой мощности, но обладающих громадным распространением.

Естественно, возникает вопрос, можно ли считать область накопления красноцветов татарского яруса прибрежной равниной? Море в это время располагалось на Кавказе и в далекой Арктике. Рассматривать красно-

цветы Среднего Поволжья как отложения прибрежной равнины моря, которое находилось на Кавказе или в Арктике, конечно, нельзя. Они отлагались на склонах обширной внутриматериковой депрессии, в центре которой были расположены то обширное пресное озеро, то многочисленные горько-соленые водосмы. По существу условия образования осадков на склоне прибрежной равнины или на склоне области без стока почти одинаковы. Различие заключается только в том, что в первом случае климат может быть более влажным, да и то не обязательно; Северо-Каспийская равнина не обладает большим количеством осадков и во всех отношениях весьма близка к равнинам склонов бессточной Аральской депрессии.

На примере пермских красноцветов мы видим, как красноцветы прибрежных равнин без всякого изменения и перерыва могут переходить в красноцветы склонов обширных пустынных областей без стока.

Другим примером подобного рода могут служить третичные красноцветы Средней Азии. Верхнеолигоценовые красноцветы отлагались на обширных прибрежных равнинах отступающего на запад моря. Они без всякого перерыва и изменений сменяются миоценовыми и затем плиоценовыми красноцветами, отлагавшимися на склонах обширных бессточных депрессий.

На основании этих примеров можно сделать важный вывод о том, что красноцветы образуются на обширных слабо наклоненных равнинах. Эти равнины с одной стороны ограничены горными массивами или невысокими пологими возвышенностями долин склонов, а с другой стороны — морем или водоемами и песками центральных частей областей без стока.

Третий пример — верхнепалеозойские отложения Южной Африки, толща Карру, описанная Тойтом (Du Toit, 1926). На ледниковых отложениях свиты Двика залегают угленосные толщи свиты Екка и песчано-глинистая свита Бофор, представляющие собой типичные отложения сравнительно влажных прибрежных равнин.

Они сменяются свитой Стормберг, в состав которой входят Красные слои и Пещерные песчаники, уже типичные пустынные осадки, отлагавшиеся на склонах обширных областей без стока.

Свита Екка мощностью 2400 м состоит из чередующихся светлых, серых и бурых песчаников и глинистых сланцев. В ее средней части встречены пласты угля мощностью до 4—8 м, обладающие значительным протяжением. Это — типичная прибрежная угленосная толща, связанная с нижней частью прибрежной равнины. Возраст ее верхнепермский.

Свита Бофор уже другого типа. Мощность ее 3600 на юге и 900 м на севере; она подразделена на три части и шесть отделов. К ней приурочена подавляющая часть находок своеобразнейших примитивных рептилий, вследствие чего толща Карру стала общеизвестной. Наиболее изучены из них парейазавры и дицинодоны. Свиту Бофор относят к верхам верхней перми и к нижнему триасу.

Нижний Бофор отличается от свиты Екка, вверху преимущественно сланцевой, значительным развитием песчаников тонко- и среднезернистых полевошпатовых желтоватого цвета. С ними чередуются мощные пачки глинистых ярко окрашенных сланцев — синих, зеленых и иногда красных и пурпурных. Характерны следы многочисленных местных размывов. Мощность 2400 м.

Средний Бофор мощностью 400 м отличается преобладанием ярко окрашенных глинистых сланцев (аргиллитов) — красных, пурпурных, розовых с прослоями синеватых песчаников.

Верхний Бофор мощностью 800 на юге и всего 60 м на севере характеризуется еще ббльшим преобладанием красных и розовых аргиллитов, а также синих и зеленых глинистых сланцев; в них встречаются многочисленные красные конкреции. Прослой песчаников редки; они синеватые или зеленоватые.

Скелеты и кости рептилий чаще всего встречаются в конкрециях среди песчаников нижнего Бофора. Достаточно сказать, что там найдено свыше 80 родов рептилий. Изредка встречаются раковины пресноводных пелеципод и остракод.

Тойт (1926) считает свиту Бофор отложениями обширной сухой полупустынной равнины, с многочисленными болотами и озерами и руслами больших равнинных рек.

Своеобразная толща песчаников пермского возраста, носящая название «песчаник Лайонс» (Lyons sandstone), описана Томсоном (Thompson, 1949). Она представляет собой отложения песчаной прибрежной равнины, в образовании которых принимали участие прибой, ветер и водные потоки.

В верхнеартинскую эпоху в юго-восточной части западного склона Среднего Урала образовалась обширная прибрежная равнина, на востоке и юге окаймленная молодыми хребтами, на западе — морем.

Почти за весь период своего существования ббльшая часть этой равнины представляла собой лагуну, то пресную, то горько-соленую; лишь на короткие промежутки времени вся равнина становилась сушей и на ее поверхности отлагались аллювиальные пески и глины. Таким образом, ббльшая часть отложений этой равнины — типичные лагунные. Они описаны В. Д. Наливкиным (1949), который относит их к саранинскому горизонту. Эти отложения состоят из трех свит глинистых афанитовых известняков и мергелей, разделенных двумя свитами гипсоносных песчаников, залегают на морских песчаниках и сланцах саргинского горизонта и покрываются брекчиевыми известняками лемазинской свиты наземного происхождения. На западе эти пять свит переходят в таймесвские мергели, окружающие рифовые массивы; на севере — в однородную песчано-сланцевую крыловскую свиту, обладающую смешанным, морским и наземным составом.

Нижняя, исмагиловская, свита сложена ритмично чередующимися серыми афанитовыми известняками, глинистыми сланцами и реже пссчаниками. Ритм начинается песчаниками, затем следуют глинистые сланцы и заканчивается известняками. Известняки правильно и ясно слоистые; иногда в них наблюдается тонкая сезонная слоистость, иногда — косая слоистость. Известняки глинистые (нерастворимый остаток 10—19%), однородные, плотные, с раковистым изломом, пахнущие битумом, без фауны. Представляют собой равномерно- и тонкозернистую породу, загрязненную глинистым веществом и содержащую рассеянные алевритовые частицы кварца. Наибольшего развития известняки достигают в середине площади своего развития; по краям, особенно на севере и востоке, преобладают песчаники и сланцы. На юго-западе, ближе к открытому морю, появляются детритусовые известняки, полностью замещающие афанитовые известняки и состоящие из битой ракуши — гастропод, пелеципод и брахиопод. Детритовые известняки представляют собой береговой вал — пересыпь, отделявшую почти пресную лагуну, в которой отлагались афанитовые известняки, от открытого моря, где образовались таймеевские мергели и возвышались рифовые массивы. Мощность исмагиловской свиты различна и достигает 80—100 м.

На ней залегают каранаевская свита гипсоносных песчаников мощностью около 30—50 м. Сложена она ритмично чередующимися песчаниками, глинистыми сланцами и гипсами. Ритм начинается грубозернистыми зеленовато-серыми слабо сцементированными песчаниками, которые через мелкозернистые разности постепенно переходят в глинистые сланцы. Иногда ритм заканчивается прослоем белого кристаллического гипса мощностью в несколько десятков сантиметров, местами достигающей 2.0—2.5 м. В песчаниках и сланцах встречаются многочисленные остатки растений; фауна редка и встречается в виде обломков. Гипсы и гипсоносные песчаники указывают на существование горько-соленых озер-лагуна.

Выше следует буранчинская свита афанитовых известняков мощностью до 70—80 м. Она состоит из ритмов, сложенных прослоями песчаников (по краям площади развития), толщиной 0.05—0.2 м, сланцев — 0.02—0.05 м и афанитовых коричневатых битуминозных немых известняков — 0.2—1.0 м. Нередко в известняках встречаются оолитовые и брекчиевидные известняки мощностью 1—10 м, представляющие собой подводные оползни. На юго-западе вся толща обогащается детритусовыми известняками, иногда переходящими в типичный ракушняк, снова отложения пере-сыпи. Фауна отсутствует; флора многочисленна.

Выше залегают вторая свита гипсоносных песчаников — сабанаковская. Ее мощность достигает 80—100 м; сложена она средне- и грубозернистыми песчаниками, ритмично чередующимися с глинистыми сланцами; местами в верхах свиты ритм заканчивается доломитовыми мергелями. Гипс обычно приурочен к глинистым сланцам и достигает мощности 15 м (два прослоя); как правило, он обладает сезонной слоистостью. Песчаники, часто гипсоносные, рыхлые, имеют тонкую, но неправильную слоистость, часто коскую. Глинистые сланцы тонко- и неправильно слоисты, зеленовато-серые и содержат растительный детрит. Мощность прослоев песчаника 0.2—3.0 м; глинистых сланцев — 0.05—0.3 м. Фауна отсутствует; флора — обычна.

Разрез заканчивается устьикинской свитой тонкослоистых мергелей мощностью около 50—70 м. Она сложена характерными тонкоплитчатыми, тонкозернистыми доломитовыми мергелями, обладающими ленточной слоистостью. Они имеют желтовато-серый цвет. Содержание нерастворимого остатка 7.8—48, CaO — 22, MgO — 18%. Мергели образуют верхнюю часть ритмов, начинающихся песчаниками и сланцами. В средней части свиты песчаники и сланцы отсутствуют и появляются тонкие (2—10 см) прослои черного горючего сланца. По краям, наоборот, песчаники и сланцы местами резко преобладают. На юго-западе мергели постепенно переходят в мергели таймеевской свиты, которые примыкают к рифовым массивам. Фауна отсутствует, и только в переходной к таймеевским мергелям зоне появляются мелкие фораминиферы. Флора редка, но очень хорошей сохранности.

Лемазинские брекчиевые известняки обычно несогласно, реже согласно залегают на устьикинской свите. Они наземного или морского происхождения.

Условия образования гипсоносных песчаников и гипсов сабанаковской и каранаевской свит достаточно ясны. Небольшая мощность гипсов, их ограниченное линзовидное распространение указывают на отложение их в сравнительно небольших, недолго существующих озерах, часто не связанных с морем. Сопровождающие их песчаники и сланцы, составляющие большую часть свит, отчасти образовались в тех же озерах, что и гипсы, но в значительной части представляют собой также отложения обширной слабо наклоненной равнины, располагавшейся между морем и Уральскими

горами. Намывались они временными потоками так же, как и конгломератобрекчия, залегающая в основании каранаевской свиты. Связь каранаевской и сабанаковской свит с однообразными обширными равнинами подчеркивается однообразием и выдержанностью их на больших расстояниях. Если бы они отлагались в обособленных озерах, то этого не было бы. Континентальное происхождение свит доказывается отсутствием морской фауны и наличием большого количества растительных остатков.

Этот факт указывает на такое же происхождение трех карбонатных свит — ирмагилловской, буранчинской и устьикинской. Широкое развитие, однородность, большая мощность, тонкозернистость свидетельствуют о том, что афанитовые известняки отлагались в обширной лагуне. Эта лагуна была отделена от моря пересыпью, косой, сложенной обломками ракуши, а иногда и целой ракушей, сейчас имеющими вид детритовых известняков и ракушнякав. Афанитовые известняки нередко битуминозны или кремнисты, что также подтверждает лагунные условия их образования. Менее ясно существование такой пересыпи для водоемов, в которых происходило образование устьикинских мергелей, постепенно переходящих в таймеевские мергели. Возможно, что здесь пересыпь была сложена известково-глинистыми породами.

Предположение, что афанитовые известняки и мергели представляют собой глубокоководные отложения, аналогичные черным нижнеартинским предрифовым глинам, полностью отпадает. Они подстилаются и покрываются наземными и лагунными отложениями, переходят в них на севере и востоке, а на юго-западе переходят в детритовые известняки и ракушники.

Толици аналогичных афанитовых известняков встречены в ахуновской свите (верхний карбон) и в сержинской и тапминской свитах (средний карбон).

Своеобразным типом отложений прибрежной равнины служит дырчатый брекчистый известняк, залегающий в основании кунгурского яруса Уфимского плато и Предуральской депрессии. Этот известняк, точнее говоря, известняковая брекчия, залегает на различных горизонтах артинских отложений. На западе она покрывает склон только что в то время поднявшейся антиклинали Уфимского плато и спускается вглубь Предуральской депрессии; на востоке она лежит на склонах структур облекация, сложенных артинскими мергелями. Отложению брекчии на склонах возвышенностей предшествовал перерыв и даже размыв, достигавший 150—180 м; в прогибе размыв резко уменьшается, а местами отсутствует. Брекчия описана В. Д. Наливкиным (1949) под названием «лемазинская свита брекчиевых известняков».

Брекчия состоит из угловатых обломков пород различного возраста, слагавших поднятия, к которым она примыкала. На западе, в районе Уфимского плато, такими породами являются известняки, доломитизированные известняки и мергели. Соответственно все обломки и цемент состоят из карбонатов, а брекчия имеет вид известняка массивного, реже слоистого. Обломки доломитизированных известняков легко выщелачиваются, и на их месте образуются пустоты; от них и происходит название «дырчатый брекчистый известняк». На востоке брекчия примыкает к возвышенностям, сложенным мергелями и известняками и очень редко песчаниками, обломки которых встречаются в ее составе только тогда, когда брекчия залегает непосредственно на песчаниках. На севере брекчия выклинивается, переходя в морские отложения — песчаники и сланцы.

Размеры обломков различны, чаще всего от 0.5 до 5.0 см в поперечнике, но встречаются обломки, измеряющиеся долями миллиметра и десятками

метров, возможно даже 100 м и больше. Обломки угловатые и несортированные, но вверх по разрезу они уменьшаются и брекчия переходит в «скрыльчатые» мергели, в которых угловатые зерна едва отличимы простым глазом. При выветривании мергели распадаются на своеобразные крыловидные плитки, носящие местное название «скрыльки». Количество нерастворимого остатка в них 6—16%. Распределение и форма обломков видны на рис. 64.

Мощность брекчии весьма различна и местами достигает 110 м, но чаще всего не превышает 20—30 м: к северу от Красноуфимска она быстро

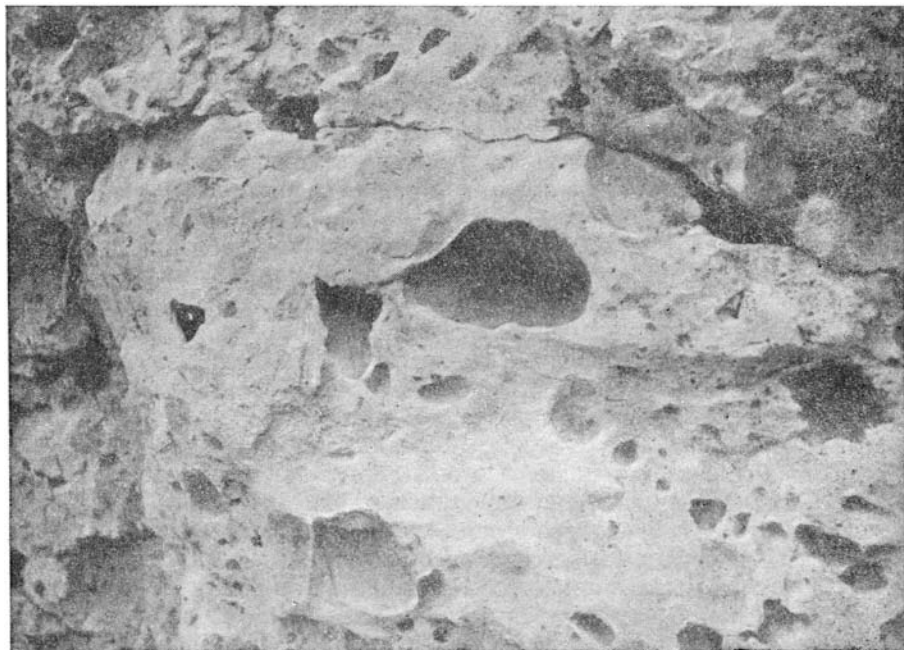


Рис. 64. Лемазинская брекчия. По В. Д. Наливкину, 1949.

уменьшается, и брекчия полностью выклинивается. Слоистость отсутствует, но как исключение наблюдается ясная, правильная или косая. Распространение ограниченное, но значительное — много десятков километров вдоль возвышенностей и десятки километров вглубь равнины.

Брекчия имеет вид пласта с неровной нижней поверхностью в связи с тем, что она заполняет размыты в подстилающих отложениях; в этих местах мощность ее возрастает до 70—110 м. Фауна и флора отсутствуют; указания на нахождение в цементе морской фауны относятся к случаям вторичного захоронения обломков, вымытых из кусков пород, слагающих брекчию. Только на севере, где брекчия подходит к берегу моря, возможно нахождение первичной фауны. Нижней границей лемазинской брекчии служит поверхность наземного размыва. Вверху она постепенно переходит в кошелевскую свиту, тоже в основном наземного происхождения. По простиралию она выклинивается на севере и переходит в песчано-глинистые морские отложения.

Лемазинская известняковая брекчия представляет собой продукты разрушения небольших возвышенностей, сложенных одними карбонатными породами. Эти продукты разрушения разносились временными потоками руслового и плащевого типа по пологой наклоненной прибрежной равнине и заполняли впадины и вымоины. На севере они уже заходили в море, распространяясь по его дну, такому же пологому, как и сама равнина. Море в этом месте представляло собой весьма мелкий, пустынный залив с едва заметным прибоем.

Вряд ли можно считать всю лемазинскую свиту морскими отложениями. Помимо уже отмеченных выше особенностей, она является базальным слоем нового местного цикла осадконакопления в основном наземного происхождения и, следовательно, сама представляет собой наземный осадок. Ранее исследователи высказывали мысль, что лемазинская свита — это брекчия трения, образовавшаяся при громадных шарьяжах и надвигах. Эта мысль, основанная на полном пренебрежении фактическим материалом, не заслуживает внимания. Более обоснована другая точка зрения, считающая дырчатые брекчиевые известняки брекчией растворения, выщелачивания. Такие вторичные брекчии широко развиты севернее, в районе г. Кунгура, они сложены кусками однородных пород, слагавших ранее не нарушенный пласт. На рис. 64 ясно видно, что лемазинская брекчия состоит из обломков различных пород и поэтому не может быть брекчией выщелачивания. Выщелачивание захватило брекчию и придало ей дырчатый вид, но оно было вторичным, гораздо более поздним процессом.

П а л е о г е н о в ы е к р а с н о ц в е т ы С к а л и с т ы х г о р описаны Ван Гутеном (Van Houten, 1948). Они представлены толщей континентальных отложений, состоящей из чередующихся красноцветных и буровато-серых пачек общей мощностью 100—200—1500 м. Эта толща развита в тектонических долинах Скалистых гор, начиная от штата Монтана и кончая штатом Нью-Мексико. Ван Гутен детально изучил химический состав красноцветов, состав минералов глин и железных окислов, состав флоры и фауны, характер климата и рельефа. В результате он пришел к выводу, что палеогеновые (палеоценовые и эоценовые) красноцветы Скалистых гор образовались в различных условиях. В широких и плоских речных долинах, заросших тропическим лесом, отлагались буровато-серые пачки. На примыкавших к ним обширных степных наклонных равнинах подножий, аналогичных современным саваннам, отлагались красноцветные пачки. Материалом для тех и других пачек служили красноцветные почвы, развитые на окружающих возвышенностях. В условиях сухой степи и полупустыни они сохраняли красную окраску; в условиях влажных лесов они теряли ее, становясь буровато-серыми.

К р а с н о ц в е т ы С и с п и (Sespe) в К а л и ф о р н и, описанные Бейли (Bailey, 1947), по возрасту относятся к олигоцену, местами к олигоцену, верхнему эоцену и нижнему миоцену, судя по находимым в них фаунам позвоночных. Выходы их прослеживаются в виде сравнительно узкой полосы на расстоянии около 200—250 км. Мощность значительно изменяется и достигает 2250 м, на расстоянии 10—15 км она уменьшается до 1000—1200 м. Также изменчив и литологический состав. Местами в основании развиты конгломераты мощностью около 150 м, которые замещаются грубозернистыми аркозовыми песчаниками, нередко железистыми. Преобладают красные или буроватые песчаники, песчанистые сланцы и алевроиты; распространены массивные аргиллиты. Окраска красная, кремовая, розовая, реже зеленая, серая или пятнистая. В некоторых районах развиты пачки слоистых озерных известняков.

Красноцветы Сиспи отлагались в прибрежной замкнутой или полузамкнутой долине, вытянутой по простиранию структур, сложенных осадочными эоценовыми породами или гранитами. Вдоль широкой и плоской долины протекала значительная река, принимавшая в себя короткие притоки, особенно многочисленные на востоке. Реки отлагали большие массы обломочного материала, окрашенного в яркие, преимущественно красные цвета, обусловленные широким распространением красных латеритовых почв. Климат был тропический, но не пустынный. Сезоны горячих засух чередовались с сезонами дождей. Разнообразные позвоночные питались обильной растительностью, сконцентрированной около рек. Большая часть долины представляла собой степь, полупустыню.

Рыхлые песчаники красноцветов Сиспи нередко содержат крупные залежи нефти вторичного происхождения. Материнская порода ее — морские эоценовые сланцы.

В связи с красноцветами возникает очень важный вопрос о климате. Работами И. Вальтера (1911, Walther, 1893—1894) и других исследователей было доказано, что красноцветы образуются в пустынных областях с очень длительными периодами засух и очень короткими периодами дождей. Я противопоставлял области образования красноцветов областям развития угленосных толщ, как обладающие взаимоисключающими климатическими условиями.

За последние десятилетия появились работы, доказывающие, что среди красноцветов встречаются дельтовые отложения, отложения рек, озер и даже болот — углистые и угленосные пачки. Среди этих работ можно отметить работы Л. В. Пустовалова (1937, 1940), отличающиеся своей детальностью. Доказательства, приводимые в этих работах, вполне убедительны, и, действительно, среди красноцветов встречаются дельтовые, озерные, болотные, речные и даже морские отложения, но из этого ни в коем случае не следует, что красноцветы отлагались во влажных областях, с обильными и длительными дождями, богатой и сочной растительностью.

Образование красноцветов рассматривается в работах Томлинсона (Tomlinson, 1916), Крынина (Krynine, 1949), образование древнего красного песчаника — Бэррилла (Barrell, 1916); триасово-юрских красноцветов — Рисайда (Reeside, 1929), Брансона (Branson, 1927), Тилье (Tilje, 1923). Современные пустынные равнины описаны Блэкуилдером (Blackwelder, 1931).

НИМИЯ ПУСТЫНЯ

Общая характеристика. Пустыня отличается следующими особенностями.

1. Ничтожным количеством атмосферных осадков, количество которых не превышает 150—200 мм в год.
2. Существованием длительных периодов засухи, с полным отсутствием дождей.
3. Резкими суточными и годовыми колебаниями температуры.
4. Частыми и сильными ветрами, нередко переходящими в песчаные бури.

Эти четыре климатические особенности определяют все остальные.

5. Отсутствие постоянной речной сети. Одиночные большие реки, пересекающие пустыни и в них кончающиеся, лишены притоков.
6. Грунтовые воды бедны и нередко залегают глубоко.

7. Процессы выветривания и почвообразования своеобразны. Резко усиливается разрушение коренных пород.

8. Фауна и флора своеобразны и неожиданно обильны и разнообразны, но все же беднее, чем в дождливых областях умеренных и тропических поясов.

9. Постоянные людские селения почти отсутствуют. Они встречаются только по берегам рек и у больших источников. Пустота от людей и послужила причиной названия «пустыня». Интересно отметить, что в языках коренного населения пустынь, чаще всего представленного немногочисленными кочевниками, слово «пустыня» полностью отсутствует. Для них пустынь нет.

К л и м а т и ч е с к и е у с л о в и я. Сухость климата, ничтожное количество выпадающих осадков, не свыше 200 мм, — это важнейшая особенность пустынь. Среднее годовое количество осадков в Кара-Куме (Репетек) — 102 мм; в Кызыл-Куме (Турт-Куль) — 79 мм; в Больших Барсуках — 120 мм; на Памире (Мургаб) — 61 мм; в Сахаре — 96 мм.

Температура колеблется значительно; больше всего пустынь, таких как Сахара, располагается в южных широтах, в области жаркого климата. Наши пустыни расположены в области умеренного, типично континентального климата. Летом на солнце температура достигает 65—80°; зимой бывают морозы с температурой минус 25—30°. Еще более холодным климатом обладают высокогорные пустыни. На пустынях плоскогорий Памира, расположенных на высотах 3000—4000 м, средняя годовая температура составляет около —1°. Ночные морозы не бывают только в июле. На Памире можно встретить типичную пустыню и область вечной мерзлоты — области, которые, казалось бы, исключают друг друга. Такая же картина наблюдается и в депрессии Цайдам, с высотами 2000—3000 м, и в пустынях Тибета. Даже в пустыне Такла-Макан зимой нередки морозы, бывают они и в Сахаре. Температурные условия в образовании пустынь первенствующего значения не имеют.

Очень важный климатический фактор — ветры, нередко переходящие в ураганы и бури. Наибольшей силы они достигают днем, а ночью затихают, но бывают песчаные необычайно сильные бури, длящиеся непрерывно несколько дней. Ветер и пустыня неразрывно связаны друг с другом. Значению ветра в образовании рельефа пустынь посвящена работа Б. А. Федоровича (1948, 1, 2, 3).

Очень существенны сильное нагревание почвы солнцем и резкая разница между дневной и ночной температурой, достигающая 50—60°.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Ничтожное количество осадков и длительные засухи, необходимые для образования пустынь, встречаются только в южной части умеренных широт и в южных широтах. Это определяет распространение пустынь. На севере они отсутствуют — там воды везде достаточно. На юге умеренной зоны степи переходят в полупустыню, и в южных широтах появляются типичные пустыни. Ближе к экватору пустыни снова исчезают (рис. 65).

Другой особенностью распространения пустынь служит их приуроченность к обширным бессточным областям (рис. 65). Почти всегда пустыня отделяется от моря поясом возвышенностей или гор. Только в редких случаях она начинается у самого моря, например на берегах Красного моря, Персидского залива, к востоку от устья Инда. Исключения составляют пустыни, расположенные в непосредственной близости от наших внутренних морей: Каспийского и Аральского, но и это исключение только кажущееся. Каспий и Арал находятся внутри обширных бессточных об-

ластей и в этом отношении тождественны с другими водоемами (оз. Сейстан, Лоб-Нор, Большое Соленое озеро), расположенными в центре пустынных бессточных областей. Все различие заключается только в количестве воды: в Каспии и Арале ее много, а в Балхаше, Ала-Куле, Лоб-Норе, Сейстане ее значительно меньше. Еще меньше воды в Большом Соленом озере, и, наконец, в Сахаре, Калахари и Аравийской пустыне водоемы высохли, приняв вид временных бассейнов, солончаков или совершенно сухих впадин.

Взаимоотношения с прибрежными равнинами были рассмотрены выше, в разделе о красноцветах. Нередко при замыкании и полном высыхании

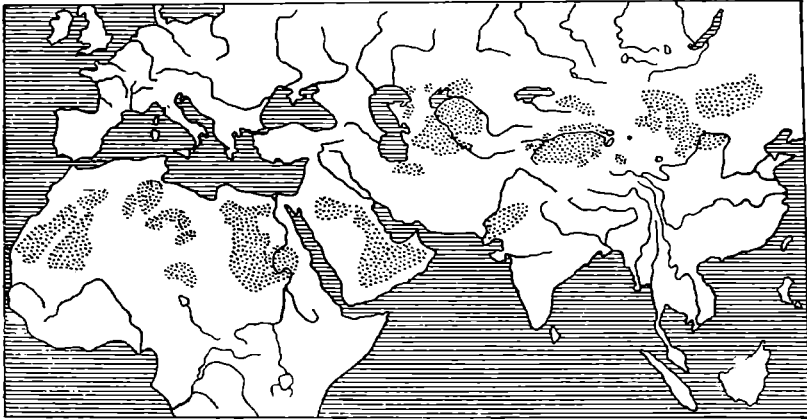


Рис. 65. Распространение песчаных пустынь в западной гемисфере. По Мартонову (Martonne, 1913).

эпиконтинентальных или береговых морей их бассейны превращаются в области без стока, а бывшие прибрежные равнины становятся склонами этих областей.

Граница пустынь. Там, где пустыня ограничена горами или возвышенностями с хорошо развитой речной системой, граница пустыни ясна и определяется линией проникновения речных вод. Края конусов выноса, последние озера и солончаки, наполняемые речной водой во время самых сильных половодий, — вот что служит границей пустыни. Особенно резка она у культурных оазисов: по одну сторону арыка — зеленый, цветущий оазис; по другую — желто-серая выжженная солнцем пустыня.

Конечная часть горных хребтов, уходящая глубоко в пустыню, теряет постоянную речную систему и становится частью пустыни. Граница пустыни счет горный хребет, проходя вкрест его простирания. Примером может служить хр. Кара-Тау, расположенный к востоку от нижнего течения Сыр-Дарьи. Его северная оконечность совершенно безводна, если не считать нескольких небольших источников, и так же пустынна, как прилегающая равнина. Несколько южнее появляются первые ручьи, пересыхающие летом. В средней части хребта эти ручьи становятся постоянными и появляется хорошо развитая речная система. Граница между пустыней и горами проходит поперек хребта, приблизительно на широте Мынь-Булака. Северная оконечность Кара-Тау и сходные с ней по внешнему виду кызылкумские возвышенности относятся к пустыне.

Если южная граница наших среднеазиатских пустынь, почти везде совпадающая с границей подножия гор, довольно ясна и определена, то совершенно неясна и неопределенна северная граница. На севере Аральской депрессии пустыня переходит в полупустыню, а последняя — в степь; где кончается пустыня и начинается степь, установить совершенно невозможно. Условно за границу пустыни принимают северную границу бугристых песков, но равнина, прилегающая с севера к этим пескам, ничем от них не отличается.

Единственный точный признак — это количество выпадающих осадков. Там, где меньше 200 мм в год — пустыня; там, где больше — полупустыня.

Деятельность ветра и воды. Среди теорий, объясняющих процессы, происходящие в пустыне, в частности образование рельефа и накопление осадков, существуют две группы. Сторонники первой считают, что основным фактором в этих процессах служит ветер. В. А. Обручев (1890, 1913) первый выдвинул и обосновал это положение. Несколько позже за границей его поддержал Вальтер (1910, 1911, 1914, Walther, 1924). Это мнение получило широкое распространение, и его придерживались многие исследователи пустынь. В отношении образования рельефа песков этой теории и сейчас придерживается такой крупный знаток пустынь, как Б. А. Федорович (1948).

В то же время детальное изучение наших пустынь, проведенное советскими исследователями, показало, что наряду с ветром в жизни пустынь большую роль играют временные и даже постоянные водные потоки.

Основные сторонники этого положения — С. Ю. Геллер (1933, 1, 2; 1940) и отчасти В. Н. Кунин (1934), которые образование всех основных форм рельефа пустынь и даже грядовых песков объясняли деятельностью рек и временных потоков.

Эта точка зрения, хотя и не оправдалась полностью, но заставила обратить внимание на такие факты, которые ранее или опускались, или неправильно объяснялись. Конечно, реки не имеют никакого отношения к образованию грядовых песков, и ни у одной реки в долинах или дельтах мы не встречаем образований, подобных грядовым пескам, занимающим такие громадные площади, как в Кара-Куме. Одновременно под влиянием ветра гряды песка образуются и в настоящее время.

В. Н. Кунин и С. Ю. Геллер совершенно правильно подчеркнули громадное значение в жизни пустыни водных потоков — плащевых, временных русловых и речных. Сейчас мы знаем, что большая часть поверхности равнинных пустынь сложена аллювиальными отложениями, за счет выдувания которых образуются эоловые пески и лёсс. Сама равнинность пустынь обязана бесконечному мигрированию речных русел и их дельт. В моделировке рельефа в коренных породах пустыни временные потоки имеют определяющее значение. Это подчеркивает в своих последних работах и Б. А. Федорович (1950, 1, 2; 1952).

Но нельзя умалять значение и деятельности ветра. Деятельность воды проявляется везде, во всех ниямях земной поверхности, но деятельность ветра — характернейшая, важнейшая особенность пустынь. Эоловые отложения занимают громаднейшие площади, нередко не уступают аллювиальным отложениям, а иногда и превосходят их.

Совместная деятельность ветра, плащевых и временных потоков, а также рек — вот те факторы, которые определяют жизнь пустыни.

Указание на деятельность рек в пустынях может показаться парадоксальным. Как могут быть важны для пустынь реки, когда характерно

их отсутствие. Действительно, постоянная, неподвижная речная система в пустынях отсутствует, но русла немногих рек, без притоков, непрерывно меняющих свое положение, и создают те неровности рельефа, в которых происходит накопление эоловых отложений. В отложениях пустынь прошлого осадки русел, дельт и стариц имеют громадное распространение. Нахождение речных отложений не только не опровергает пустынный характер всей области, как это часто считают, а, наоборот, подтверждает его.

Суффозионно-карстовые процессы в пустыне представляют собой своеобразную форму деятельности воды. Этим процессам в последние годы многие исследователи придают большое значение, объясняя ими образование бессточных впадин и даже впадин типа Унгуза. В данном случае снова происходит переоценка впервые установленного явления.

Явления карста в пустыне, безусловно, происходят, как и везде, где развиты подземные и грунтовые воды, но, по сравнению с областями с большим количеством осадков, масштабы их меньше. На Большом Балхане мы не наблюдаем карста, подобного тому, который развит на Крымской Яйле, а строения их одинаковое. Несомненно, в пустыне карстовые воронки и провалы существуют, но число и размеры их гораздо меньше, чем в Приуралье.

Непонятно, чем руководствуются исследователи, устанавливая в пустыне еще и суффозию — подземный вынос частиц во взвешенном состоянии. Существование этого процесса, крайне трудно наблюдаемого, в пустынях не доказано.

Вопрос о роли карста в рельефе пустынь детально рассмотрен Б. А. Федоровичем (1949). Он пришел к выводу, что хотя широкое развитие карста в пустынях исключено, но в отдельных случаях, в гипсоносных толщах, проявление его несомненно. Ряд таких случаев описывается и иллюстрируется фотографиями и зарисовками.

Фауна и флора хорошо изучены. Для наших пустынь их кратко описал Б. А. Федорович в работе «Лик пустыни» (1948). Этот очерк необходимо дополнить лишь данными по условиям захоронения.

Наиболее безжизненны каменистые и щебнево-глинистые пустыни. На их поверхности преобладают процессы интенсивного выветривания, разрушающие все органические остатки. Отложения этих пустынь фактически лишены скелетов животных и остатков растений.

В песчаных пустынях существуют сравнительно богатые, разнообразные и своеобразные фауна и флора. Остатки их быстро заносятся песком, но вследствие интенсивной циркуляции капиллярных вод также быстро растворяются и разрушаются. Более благоприятны условия захоронения в глинистых линзовидных прослоечках, образующихся во впадинах между грядками неподвижных песков. Сами же пески нередко содержат раковинки фораминифер, а также пресноводных и солоноватоводных рачков. Обычно считают, что они попадают в пески во вторичном залегании в результате выветривания морских отложений; действительно, нередко так и бывает, но не всегда.

Исключительно интересна находка, сделанная А. А. Бродским (1928) в колодцах Кара-Кума. В солесоповой воде на глубине 15—20 м он нашел живых фораминифер, относящихся к морским родам *Spiroloculina*, *Biloculina*, *Textularia*, *Nodosaria* и *Lagena*. Фораминиферы обладают живой протоплазмой и безусловно размножаются. Найдены они в 6 группах колодцев, расположенных на расстоянии свыше 100 км северо-восточнее Ашхабада. От морских представителей этих родов найденные формы отличаются только значительно меньшими размерами, указывающими на

угнетенное состояние. А. А. Бродский (1928) предполагает, что эти фораминиферы являются потомками тех форм, которые жили в сарматском море, располагавшемся на месте Кара-Кума. Во всяком случае, факт нахождения живых фораминифер в солоноватых подземных водах песчаных пустынь показывает, что остатки раковин морских фораминифер могут находиться в пустынных песчаных отложениях на месте их жизни. Данные А. А. Бродского подтверждены В. Ф. Николук (1948).

Аллювиальные отложения — речные, дельтовые и озерные, — широко распространенные в пустынях, также содержат раковины пресноводных моллюсков и рачков. Нередко в этих отложениях встречаются кости наземных животных и рыб и остатки растений. В лёссовых толщах и в отложениях степей и полупустынь довольно часто встречаются раковины наземных гастропод.

Все это показывает, что хотя пустынные отложения и беднее органическими остатками, чем пресноводные и морские, но считать их совершенно немymi ни в коем случае нельзя. Нахождение в них морских фораминифер, пресноводных фауны и флоры и наземных гастропод и позвоночных не является редкостью. Миграция *Cardium edule* через солоноватые водоемы долины Узбоя и Сары-Камыша в Аральское море показывает возможность нахождения в пустынных отложениях даже одиночных морских форм, переносящих изменения солености.

Соответственно отложения пустынь прошлого, например верхнепермской татарской пустыни, должны содержать и нередко содержат остатки аналогичных фауны и флоры и нахождение их отнюдь не опровергает пустынное происхождение самих отложений.

Наконец, в пустынях по берегам пересекающих их больших рек и в дельтах этих рек, в тугаях и зарослях камыша водятся многочисленные стада кабанов. Всегда есть, следовательно, и ими питающиеся хищники, в том числе царь пустыни — тигр.

Точно так же и в отложениях татарской пустыни нередко кости травоядных рептилий — парейазавров и других; вместе с ними встречаются кости хищников — страшных иностранцев. Нахождение их не только не отрицает существования пустыни, но даже доказывает его.

Типы пустынных областей. В состав пустынь входят несколько типов пустынных областей, причем для разных пустынь состав их и распространение будут различны.

Для наших среднеазиатских пустынь И. П. Герасимов (1937) выделяет следующие типы областей:

1. Каменистая пустыня
2. Лёссовая равнина
3. Песчаная равнина
4. Современная и древнеаллювиальная равнина
5. Солончаковый бассейн

Несколько ниже он выделяет еще

6. Горноостанцовую область

Каменистая пустыня, аналогичная гаммаде Сахары, по мнению И. П. Герасимова (1937), встречается только на поверхности Устюрта и Унгузского плато.

Лёссовые равнины возникают вблизи горных возвышенностей и в долинах больших рек в результате процессов почвообразования.

Песчаные равнины, или пустыни, — это область развития эоловых песков, бугристых, барханных и других.

Современные и древнеаллювиальные равнины на приводимой Ш. П. Герасимовым карте занимают все пространство пустынь, за исключением плато и горных останцов. Пески и лёсс образуют скопления, залегающие на поверхности аллювиальных равнин. Указание, что эти равнины фактически составляют почти всю площадь пустынь правильно и весьма существенно. В уточнении нуждается только слово «аллювиальная».

Солончаковые бассейны занимают небольшие участки пустыни и на карте не показаны, что не совсем правильно, так как пояса и площади развития солончаков достаточно значительны и хорошо обособляются.

Горные останцы включают в себя не только отдельные возвышенности, располагающиеся среди пустыни, но и те части хребтов, которые вдаются в пустыни и приобретают ее особенности.

Многую выделены четыре основных типа пустынных областей (Наливкин, 1933):

1. Каменистая пустыня
2. Области временных потоков и бассейнов
3. Области золотых песков
4. Полупустыни

Каменистая пустыня часто служит областью, где возникает материал для всех других пустынных отложений. Состав образующихся продуктов зависит от разрушающихся пород. Продукты разрушения изменяются от крупных обломков до тонкозернистого песка. В каменистой пустыне образуются брекчии.

В результате деятельности временных потоков и ветра большая часть продуктов разрушения уносится из каменистой пустыни и отлагается в других областях. Области временных потоков расположены вокруг каменистой пустыни вдоль подножия хребтов, ограничивающих пустыню или находящихся в ее середине.

В сухое время долины временных потоков безводны и покрыты песком, угловатыми обломками и слабо окатанной галькой. В дождливые периоды образуются бурные потоки, быстро сносящие весь этот материал вниз, в равнину. Часть этого материала отлагается вдоль склона; более тонкозернистые частицы уносятся вниз.

Отложения временных потоков близки к речным, но отличаются меньшей окатанностью зерен, частым нахождением прослоев брекчий и расположением вдоль склона возвышенностей. Мощность их сравнительно небольшая. Слоистость правильная или косая.

Временные водные бассейны образуются в пониженных частях пустынь. Размеры их различны: от небольших котловин с диаметром в несколько сотен метров до громадных площадей во много десятков километров в поперечнике.

В период засухи их поверхность представляет собой плоскую равнину, глинистую, плотную, с многочисленными и глубокими трещинами усыхания, или песчанистую, рыхлую, гипсоносную. В дождливые периоды они превращаются в громадные озера, отличающиеся ничтожной глубиной, не больше одного метра, но совершенно не проходимые из-за вязкости грунта. Нередко в них появляются пресноводные фауна и флора — *Characea*. В периоды засухи фауна и флора частью гибнут, частью переходят в консервированное состояние. В некоторых временных бассейнах скопляется значительное количество солей, после высыхания образующих ослепительно белую корку — снег пустыни.

В Средней Азии бассейны с плотным глинистым дном называются «такырами»; бассейны с рыхлым, пористым, гипсоносным дном — «шорами», или «сорами».

Отложения такыров и шоров весьма своеобразны. Их отличительная особенность — тонкая и правильная слоистость, прослеживающаяся в последовательно расположенных на значительной площади бассейнах. Характерны также преобладание тонкозернистых осадков, преимущественно песчанистых глин, и частое развитие соленосности. Важно и нахождение пресноводной фауны.

Области эоловых песков подразделяются на области сыпучих, барханных песков и области неподвижных бугристых песков, покрытых скудной растительностью.

В обеих областях характер отложений приблизительно одинаков. Они представлены толщей диагонально слоистых песков мощностью до нескольких десятков метров. Распространение этих толщ весьма значительно и достигает сотен километров в длину и десятков километров в ширину. В области сыпучих песков пески отличаются чистотой и однородностью. В области неподвижных песков в общей их массе появляются прослои глин и углистого вещества, связанные с озерами и скоплениями растительности.

Области полупустынь обладают хорошо развитым растительным покровом. Рельеф слабо развит, равнинный. Постоянные и временные потоки развиты слабо и на накопление осадков почти не влияют. Вследствие этого скорость накопления осадков ничтожна; соответственно невелика и их мощность. Преобладают песчанистые глины и глинистые пески. Нередки отдельные гальки и обломки. Довольно часто встречаются отложения пресноводных и горько-соленых озер и болот.

Эти краткие характеристики нуждаются сейчас в дополнении и сравнении с характеристиками, приводимыми И. П. Герасимовым (1937).

Каменистая пустыня, по данным этого автора, характеризуется двумя особенностями: 1) концентрация на поверхности пустыни угловатых обломков, щебня и плохо окатанной гальки; от этой особенности происходит название пустыни; 2) наличие гипсового слоя, состоящего из зерен и стяжений гипса, сконцентрированных среди песков или суглинков. Гипсовый слой залегает на некоторой глубине, около 1.0—1.5 м, чаще значительно ближе к поверхности, а иногда у самой поверхности. Эти две особенности характеризуют не только наши пустыни, но и Сахару, пустыни Северной и Южной Америк и другие. В качестве примеров областей распространения каменистых пустынь И. П. Герасимов (1937) описывает поверхности Заунгузского плато и Устюрта.

К каменистой пустыне мы относили области выходов коренных, третичных, мезозойских и палеозойских пород, представляющие собой останцовые возвышенности или окончания горных хребтов. Возможно, что будет правильнее выделить их в особый тип под названием «горной пустыни». За пустынными плоскогорьями Памира, Тибета, Цайдама и других областей Центральной Азии можно сохранить название «высокогорная пустыня».

Области временных потоков и бассейнов, выделенные мною, соответствуют древнеаллювиальным равнинам и солончаковым бассейнам И. П. Герасимова (1937). Древнеаллювиальные равнины лучше назвать предгорными равнинами, вместо слишком узкого и неопределенного названия «аллювиальные». Предгорные равнины аналогичны прибрежным равнинам; они окружают внутренние бассейны областей без стока. Как уже

было сказано, в своем развитии прибрежные равнины нередко переходят в предгорные равнины. Они обладают почти одинаковыми комплексами отложений.

Солончаковые бассейны более правильно называть «временными бассейнами», так как среди них преобладают такыры, которые нельзя называть солончаковыми бассейнами. Тогда к временным бассейнам будут относиться такыры и шоры. То, что американские геологи называют «плайя» (playa), представляет собой такыры и шоры, находящиеся в центре областей без стока.

Полупустыню И. П. Герасимов и другие исследователи не выделяют скорее всего из-за неясности ее границ. В то же время существование ее несомненно. К ней относятся те области щебнево-глинистых предгорных равнин, которые обладают повышенным по сравнению с пустыней средним годовым количеством осадков, но недостаточным для постоянного роста травы и образования степи. К полупустыне отнесены: область, расположенная к северу от Аральского моря, южная часть Тургайской депрессии, южные склоны Кара-Тау, а также часть лёссовых равнин и холмов, расположенных на юге, например Приташкентские чули.

Горноостанцовые, или горные, пустыни у нас в Средней Азии имеют небольшие размеры. Наиболее типичные представители их — Кызылкумские возвышенности: Букан-Тау, Тамды, Султан-Уиз-Даг и другие, затем Большой и Малый Балханы, северные оконечности Кара-Тау и Нура-Тау, а также западные погружения Копет-Дага, Туар-Кыр и расположенные вблизи его возвышенности. Гораздо большие площади пустынные горы занимают на Аравийском полуострове.

Географы не относят к пустыне нижние течения Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, пересекающие пустыню, не относят тем более дельты этих рек, дельты Чу, Зеравшана, Теджена и Мургаба, не говоря уже об Аральском море и Балхаше. Для геолога, однако, отложения всех этих областей настолько тесно связаны с отложениями других пустынных областей, что включение их в общий комплекс пустынных отложений естественно и обязательно. Для ископаемых пустынь такое объединение неизбежно и обычно.

В красноцветах татарского яруса никто не пытался выделить отложения речных долин и русел. В красноцветах уфимского яруса Л. В. Пустовалов выделил отложения дельт и отнес все остальные пустынные отложения тоже к дельтам. Это служит лучшим примером того, насколько для геолога пустынные отложения представляют единый комплекс.

Для Среднеазиатской, точнее Туранской, пустыни можно выделить следующие типы областей:

1. Каменистые пустыни
2. Песчаные пустыни
3. Пустынные горы
4. Области такыров и шоров
5. Щебнево-глинистые пустыни
6. Лёссовые холмы и равнины
7. Полупустыни
8. Долины нижних течений больших рек
9. Дельты рек, озерные и наземные
10. Базисные бассейны, пресные, солоноватые и соленые
11. Второстепенные равнинные горько-соленые озера
12. Горько-соленые лагуны, береговые озера и солончаки
13. Берега морей

В первых четырех областях преобладает вынос осадков. Они слагают подавляющую часть поверхности пустынь. Вынос производится в основном ветром и в меньшей части временными потоками и реками.

В остальных девяти областях преобладает принос осадков. В настоящее время площадь, занимаемая ими, значительно меньше площади областей выноса. Принос осадков производится большими реками, временными потоками и ветром.

Каменные пустыни

Каменные пустыни образуются на поверхности горизонтально залегающих твердых пород, которые слагают поверхность платообразных областей и при разрушении распадаются на остроугольные обломки. Эти обломки, концентрируясь на поверхности, придают пустыне каменный характер.

В пустынях Турана к каменной пустыне относятся поверхности Устюрта, Заунгузского плато и «кыров» (столовых гор-останцов), расположенных между ними. Менее характерна, но также относится к каменным пустыням поверхность горизонтально залегающих неогеновых отложений в южной части Мангышлака, по берегам Кара-Богаз-Гола и на Красноводском плато.

В Сахаре каменная пустыня носит особое название «гаммада». Целесообразность применения этого названия к нашим условиям вызывает сомнение, так как области распространения их различны.

С о в р е м е н н ы е п р и м е р ы. Типичным примером каменной пустыни И. П. Герасимов (1937, 1940) считает поверхность Устюрта, сводка изученности которого сделана Н. Л. Корженевским (1947). Эта поверхность сложена плотными среднесарматскими известняками, покрытыми тонким слоем (1—2 м) глинистых продуктов разрушения с многочисленными обломками известняков. При выветривании глины обломки концентрируются на поверхности пустыни, придавая ей характерное каменное строение. Местами вследствие выдувания и карста образуются обширные впадины, занятые шорами. В результате выдувания шпоров по их окраинам возникают небольшие скопления эоловых песков.

Значительно меньшие площади каменная пустыня занимает на поверхности столовых гор-останцов, так называемых «кыров», расположенных к юго-востоку от Устюрта.

Б. А. Федорович (1950), рассматривая особенности Устюрта, указывает, что в результате выдувания около впадин образуются небольшие массивы песков.

Возникновение своеобразной гипсовой корки, названной казахами «бозынген» и отмеченной ранее И. П. Герасимовым (1937), обусловлено капиллярным подсосыванием к поверхности растворов и выделением из них гипса или вблизи поверхности, или немного глубже. Гипс иногда замещает известняк или пропитывает глину, образуя слой белого туфовидного гипса. Все гипсоносные породы, слагающие выпуклые участки, хорошо противостоят выдуванию и размыванию дождями.

Б е с с т о ч н ы е в п а д и н ы. В каменных пустынях, сложенных горизонтально залегающими отложениями, нередко развиваются своеобразные формы рельефа, называемые «бессточными впадинами».

У нас в СССР они наиболее типично выражены на южном Мангышлаке, к северу от Кара-Богаз-Гола; встречаются они на Устюрте и Заунгузском плато — везде, где развиты горизонтально залегающие неогеновые отложения. На складчатом палеогене и мезозое они отсутствуют. На южном

Мангышлаке они расположены двумя поясами, параллельными складчатым структурам Кара-Тау. Впервые бессточные впадины описаны Н. И. Андрусовым (1915), М. В. Баярунасом (1917—1918) и позднее С. Ю. Геллером (1937, 1940, 1).

Это удлиненные впадины, протяжением от нескольких километров до немногих десятков километров, с плоским дном и крутыми, высокими склонами, реке пологими, иногда высота склонов достигает 100—200 м. Те из них, которые расположены ближе к Каспийскому морю, затоплялись им, например впадины Кашкар-Ата и Кара-Гие (Батыр); в другие впадины море никогда не проникало.

Наиболее детально изучена впадина Кара-Гие, расположенная вблизи от Каспийского моря (12 км) и от сухого залива Бектемир-Ишан, теперь называемого Ащи-Сор. Дно ее расположено на 104 м ниже уровня Каспия (129 м по Б. А. Федоровичу, 1950, стр. 86). В связи с этим С. Ю. Геллер (1937, 1940, 1) выдвинул проект пуска воды из Каспия в Кара-Гие, чтобы использовать ее для получения гидроэлектроэнергии и пресной воды (путем замораживания зимой), а также в качестве сульфатного бассейна вместо Кара-Богаз-Гола.

Впадина Кара-Гие имеет удлиненную форму (рис. 126, т. I); длина ее около 40 и ширина — 20 км. Ее восточный берег возвышается над дном впадины на 230, а западный — на 120—130 м. Местность между Каспием и западным краем впадины представляет собой слабо наклоненную к морю песчаную степь, на всем протяжении покрытую древнекаспийскими отложениями с *Didacna trigonoides* Pall., но без *Cardium edule*, который встречается только в Ащи-Соре.

Таким образом, нет сомнения, что недавно море заполняло всю впадину, так же как и расположенную к северо-западу прибрежную впадину Кашкар-Ата. На дне ее расположено соленое озеро, высыхающее летом — типичный сор. Отличается она более пологими песчаными берегами; дно ее лежит приблизительно на 20 м ниже уровня Каспия. В пределы других более восточных впадин древнекаспийская трансгрессия не проникла.

Условия образования бессточных впадин Мангышлака и африканских пустынь рассмотрены в статье С. Ю. Геллера (1937). В противоположность мнению И. Вальтера (1914), Н. И. Андрусова (1915) и М. В. Баярунаса (1918), он, согласно с П. С. Макеевым и некоторыми французскими и американскими исследователями (Buckham, 1950; Rubey, 1928), считает, что впадины образовались в результате объединенного действия поверхностных и подземных потоков, приведших к эрозионным и преимущественно суффозионно-карстовым процессам. Надо сказать, что это мнение хотя и новое, но все же недостаточно обоснованное. По склонам впадин нигде не видно и следов обрушения, которые неизбежно должны были сохраниться. Наиболее обосновано старое мнение — об эоловом, дефляционном происхождении впадин. Возможно, что его надо дополнить указанием на деятельность временных потоков, разрушающих склоны впадин. В уносе же продуктов разрушения ведущую роль играет, конечно, ветер, достигающий здесь необыкновенной силы и постоянства. Такой же точки зрения придерживается и Б. А. Федорович (1950, 2).

При заполнении бессточных впадин осадками получают своеобразные взаимоотношения. Среди горизонтально залегающих морских и наземных отложений отдельными массивами залегают тонкослоистые песчано-глинистые отложения, нередко гипсоносные и солончатые, более молодого возраста. Нет никакого сомнения, что в ископаемом состоянии такие

взаимоотношения будут объяснены как грабен или как озеро. Возможно поэтому в отложениях прошлого мы не знаем примеров отложений бессточных впадин, несмотря на их существование.

Песчаные пустыни

В Средней Азии по занимаемой площади они стоят на втором месте после каменистой пустыни. В других пустынях мира они также стоят на втором или на третьем месте после полупустынь. Представлять себе пустыню как область, сплошь засыпанную эоловым песком, было бы грубой ошибкой.

Все наши большие песчаные пустыни представляют собой равнины, сложенные аллювиальными, преимущественно речными отложениями — песками, реже алевритами и глинами. Эти отложения лежат почти горизонтально, едва заметно падая по направлению к большим рекам, их образовавшим. На значительных площадях они обнажаются на поверхности, нередко покрываясь такырами и шорами.

Эоловые пески лежат в виде сравнительно тонкого и неправильного покрова на аллювиальных речных песках.

Работы советских исследователей пустыни показали, что везде, даже под самыми обширными песчаными массивами, на небольшой глубине, обычно не больше 15—20 м, залегают речные пески, реже глины.

Поэтому две составные части отложений песчаных пустынь — эоловые пески и их подстилающие аллювиальные толщи — описаны отдельно.

Эоловые пески. Наиболее характерные отложения песчаных пустынь, на поверхности которых они распространены то в виде отдельных гряд или пятен, то в виде больших песчаных массивов.

Площади, занятые эоловыми песками, весьма значительны, иногда достигая нескольких сотен километров в длину и ширину. Более обычны площади шириной в несколько десятков километров, при длине в сотни километров; нередко площади еще меньших размеров, и, наконец, встречаются отдельные барханы длиной в сотни и десятки метров и шириной в десятки и единицы метров. Площади песков вытянуты в определенном направлении, преимущественно по направлению господствующих ветров, как это убедительно показал Б. А. Федорович (1948).

Вообще распространение песков в виде сравнительно узких полос представляет обычное явление. Эти полосы обладают неправильными очертаниями, но всегда вытянуты в определенном направлении; ширина таких полос колеблется от нескольких сотен метров до немногих километров. Они постепенно увеличиваются в размерах, причем ширина полос достигает десятков километров, и, наконец, сливаются друг с другом, образуя громадные песчаные площади шириной в сотни километров. Однако такие площади редки.

Распространение песков в виде узких полос имеет большое значение при разведке нефтяных залежей, обуславливая рукавообразную форму последних. Ранее залежи такой формы связывали только с речными руслами; сейчас нужно иметь в виду, что они могут быть связаны, кроме того, с пустынными отложениями и даже с морскими прибрежными и глубоководными отложениями.

Мощность эоловых песков различна, но небольшая, чем они резко отличаются от песков подножий, приближаясь к морским пескам. Мощности в несколько метров встречаются часто, но наиболее распространены мощности около 10—15 м. Такие мощности песков преобладают в наших песчаных пустынях Кара-Кум и Кызыл-Кум.

В южной части Кара-Кума, к юго-западу от Келифского Узбоя, на границе с Карабилем, колодцы имеют глубины 200—250 м. Ф. И. Левченко (1912) при рытье колодца Джерали, осматривая стенки, убедился, что характер песков остался неизменным от поверхности и до глубины 67 м. Только на этой глубине тонкозернистые красновато-желтые рыхлые пески были перерезаны слоем плотной сланцеватой глины мощностью около 20 см.

Б. А. Федорович (1948) приводит более значительные цифры. В пустыне Такла-Макан высота заветренного склона барханов достигает 50—60 м, иногда 100 м. У подножия хр. Базар-Таг, по данным Н. А. Беляевского (1947), наблюдались песчаные пирамиды высотой в 300 м. По данным Б. А. Федоровича (1948, 1), высота песчаных гряд в Сахаре достигает 250 и даже 500 м. Подобные цифры требуют проверки. Во время поездки по Западному Туркменистану, к югу от Кум-Дага и по западной окраине Большого такыра, мы наблюдали возвышенности, покрытые песком высотой около 150—200 м. Осмотр этих возвышенностей показал, что они представляют собой молодые антиклинальные структуры четвертичного возраста и, возможно, современные, только с поверхности засыпанные песком. К такому же мнению пришел В. П. Мирошниченко, специально работавший по изучению молодых структур при помощи наземной и воздушной съемок. Если это мнение подтвердится, то изучение рельефа песчаных гряд поможет направить поиски молодых структур.

Во всяком случае, при изучении пустынных песков прошлого надо учитывать, что нормальная их мощность сравнительно невелика, около 20—30 м, чаще меньше и только в редких случаях больше.

Формы поверхности эоловых песков весьма разнообразны. В. А. Обручев (1890, 1913) выделил пять типов песков: грядовые, кучные, песчаную степь, барханные и бугристые. Изучение обширного материала, главным образом аэрофотосъемок, позволило Б. А. Федоровичу (1940, 1948, 1) выделить значительно большее число типов. Бугристые, или, как он их называет, полузакрепленные, пески подразделены им на грядовые, лунковые, дюнные, ячеистые и пирамидальные; барханные (по Б. А. Федоровичу оголенные) пески — на барханы, барханные куэсты и пирамиды. Своеобразные песчаные бугры-чоколаки Кызыл-Кума описаны С. А. Кушнарем (1939).

За последние годы вопросы происхождения и формирования рельефа песков привлекли к себе большое внимание. Некоторые статьи и критические замечания по ним помещены в Трудах Географического института вып. 39, 1948 г. В этом же выпуске опубликована работа А. Г. Доскач «Основные этапы развития идей о рельефе песчаных пустынь».

Для геолога эта дискуссия менее важна, так как в ископаемом состоянии формы поверхности песков полностью или в значительной степени сглаживаются или уничтожаются. Это неизбежно происходит при смене эолового накопления водным. К сожалению, примеры недавно погребенных эоловых пустынных песков очень редки; они известны в четвертичных отложениях Западного Туркменистана. Детальные описания их верхней поверхности отсутствуют.

Слоистость эоловых песков мало изучена и описана не детально; изображения ее отсутствуют. Это вполне понятно, так как хорошие разрезы встречаются редко — в берегах протоков и рек. в промоинах временных потоков и в искусственных обнажениях.

Слоистость эоловых песков зависит от форм их накопления и соответственно весьма различна. Для молодых песков старой дельты Аму-

Дарьи А. Г. Доскач (1940) характеризует слоистость как тонкую, спутанную, косую. Для песков Кара-Кума А. В. Сидоренко (1950, 4) отмечает отсутствие, как правило, всякой слоистости и доказывает невозможность ее образования, за редким исключением.

Приводимые в литературе примеры слоистости, в том числе и схемы Ю. А. Жемчужникова (1926), относятся только к дюнам.

Основная причина того, что эоловые пески не обладают слоистостью, заключается в отсутствии длительных перерывов в их накоплении, не дающем возможности уплотниться их поверхности в поверхность напластования. Существенно и отсутствие частиц другого размера, особенно глинистых. Там, где принос их существует и совпадает с перерывом в приносе песков, образуется ясная слоистость.

Интересный пример такой слоистости описала А. Г. Доскач (1948). На юге Западного Туркменистана, между Каспийским морем и Копет-Дагом, расположена обширная, пологая равнина. Ближе к морю она занята широким поясом песков; далее следует глинистая равнина, покрытая огромными такырами. Каждую весну такыры превращаются в водоемы глубиной около 1.0—1.5 м. Летом вода высыхает и на плотной глинистой поверхности такыра вокруг малейших препятствий происходит надувание небольших холмиков песка высотой в несколько десятков сантиметров. Следующей весной эти холмики затопляются мутной водой и при ее высыхании на их склонах отлагается тонкая корочка глины. Следующим летом снова навевается песок; весной он снова покрывается корочкой глины.

Таким образом возникают небольшие холмы, обладающие ясной сезонной, ленточной, косой слоистостью. Годовые пачки слоев песка и глины представляют собой типичные микроритмы. По данным А. Г. Доскач (1948), толщина летнего слоя песка около 0.5—1.0 см, а глинистой корочки — всего 0.1—0.3 см.

Цвет эоловых песков различен. Преобладает обычный цвет песков — желтоватый и желтовато-серый. Молодые пески, только что выдутые из речных отложений и накапливающиеся у русел и в руслах рек и притоков, имеют серый, стально-серый и голубовато-серый цвет. Более древние пески приобретают обычный желтовато-серый цвет, и, наконец, наиболее древние массивы обладают самой темной окраской, обусловившей название пустыни «Кара-Кум», т. е. «черные пески».

Подчиненное значение имеют красные и красноватые цвета, но и они распространены достаточно широко. Пустыня Кызыл-Кум («красные пески»), почти не уступающая по площади Кара-Куму, действительно обладает красноватой окраской — красновато-серой, красновато-рыжей, оранжевой и даже кирпично-красной. Давно известны красные пески Тераи в Индии; нередко красные пески и в аравийских пустынях, как уже было сказано выше. Оранжево-красные пески и кирпично-красные такыры, по данным Б. А. Федоровича (1930), образуют особую зону у подножия Заунгузского плато, в районе Серных Бугров. Ширина зоны достигает 15—25 км. Красный цвет песков и глин обусловлен высоким содержанием окислов железа, которое связано с выдуванием коренных неогеновых песков и песчаников зеленоватого цвета, обогащенных закисью железа. При окислении закись переходит в окись, обладающую красным цветом. Подобный процесс вызывает красную окраску песков в Кызыл-Куме, образующихся при выветривании меловых и третичных песчаников, обогащенных соединениями железа.

Другие окраски — почти белые и почти черные — встречаются редко и на небольших площадях. Еще более редка пестроцветная, быстро ме-

няющаяся окраска; в современных пустынях она почти неизвестна. Такая окраска часто встречается в песчано-глинистых отложениях щебневых и каменистых пустынь или возникает в результате вторичных процессов.

Следует еще раз подчеркнуть, что для эоловых песков яркая, красная окраска является второстепенной, хотя и нередкой. Большая же часть их обладает однообразной скучной желтоватой или сероватой окраской, т. е. такой, которая характерна также для песков угленосных толщ.

Прослои других пород в песках незначительны, ничтожной мощности и небольшого распространения, но встречаются нередко. Они образуются во впадинах между песчаными грядами и отдельными барханами, там, где сила ветра резко ослабевает. В подвижных песках эти впадины существуют недолго, постоянно изменяют свое очертание и положение и на дне их скопляются только отдельные гальки и обломки различных пород обычно небольших размеров. К ним часто примешиваются обломки костей животных и остатки растений. Все это заключено в преобладающем песчаном цементе и в ископаемом виде представляет собой небольшие линзовидные пласты мощностью не больше нескольких десятков сантиметров.

В неподвижных песках впадины гораздо более постоянны, и благодаря растительному покрову на дне их скопляются не только галька и остатки растений, но и пылеватый и глинистый материал, а во время дождей даже возникают временные водные бассейны. Вследствие этого образуются песчано-глинистые прослои, иногда углистые с отдельными гальками и обломками костей, сильно выветрелых. Подобные прослои имеют линзовидную форму, небольшие размеры и резко выделяются своей горизонтальной слоистостью среди однородных косослоистых песков.

Наличие глинистых прослоев, повидимому, можно использовать как признак, отличающий в ископаемом состоянии неподвижные пески от подвижных. В последних глинистые прослои будут замещаться галечно-щебневыми.

Изучению глинистых прослоев в эоловых песках посвящена специальная статья Лутца (Lutz, 1941), в которой приведен список зарубежной литературы.

Гальки и гравий в эоловых песках встречаются очень редко. А. В. Сидоренко (1948, 3) в статье, посвященной этому вопросу, указывает, что к северу от Келифского Узбоя развиты стально-серые, среднерзвистые кварц-полевошпатовые биотит-роговообманковые пески, слагающие изменчивую часть Кара-Кума. В них собран 361 образец гальки, обломков и гравия, причем на площади радиусом около 1 км обнаружено до 10 галек. Гальки состоят из палеозойских и более древних пород: гранитов, гнейсов, метаморфических сланцев, известняков; изредка встречаются породы мезозойского возраста. Песок и галька тождественны с современными отложениями Аму-Дарьи и происходят из ее бассейна.

Совершенно другая картина наблюдается к югу от Келифского Узбоя. Здесь за террасовидным уступом высотой 4—10 м простирается песчано-глинистая равнина (Обручевская степь), сложенная светложелтыми мелкозернистыми песками и суглинками. Южнее уступами возвышаются желтовато-коричневые грядово-бугристые пески, переходящие далее в предгорья Карабиля. На равнине и в песках гальки и обломки встречаются более редко и гальки не сопровождаются россыпью гравия, как это наблюдалось в стально-серых песках. Всего собрано 416 галек.

Гальки состоят главным образом из мезозойских и третичных известняков (71.86%); довольно много песчаников того же возраста (11.04%); магматические и метаморфические породы очень редки (4.04%) и представлены молодыми диабазами, андезитами и их туфами и серицито-кварцевыми микросланцами. Очень характерно полное отсутствие гранитов и гнейсов, а также других пород палеозойского и докембрийского возраста. Все это указывает на снос материала уже из другой области, с юго-запада, из Парапамиза, и на тождество с современными отложениями уже не Аму-Дарьи, а Балха, Сангалака и других.

В пределах Келифского Узоя существовала аллювиальная равнина, образованная Аму-Дарьей, а на нее наложилась более молодая аллювиальная равнина Мургаба, Балха и других рек. Эти взаимоотношения равнин и слагающих их аллювиальных шлейфов сохраняются и в настоящее время. Дельты Мургаба и Теджена налегают на аллювий Аму-Дарьи.

На поверхности песка гальки передвигаются очень медленно, путем подвешивания, подобно тому как в реке громадные глыбы передвигаются путем подмывания.

Органические остатки в эоловых песках крайне редки, обычно они отсутствуют вследствие интенсивного выветривания и разрушения. Наземные моллюски отсутствуют; хитиновые панцири насекомых немедленно разрушаются; ту же участь испытывают кости животных. Известны одиночные случаи нахождения панцирей наземных черепах, например находка миоценовой черепахи у Пржевальска в красноцветных песчаниках, ранее относимых к нижнему мелу.

Еще менее благоприятны условия захоронения растительных остатков. Сохраняются только обломки толстых ветвей и стволов. Для деревьев, растущих в песках, характерны низкие, неправильно изогнутые стволы вследствие непрерывных и сильных ветров. Поэтому нахождение в континентальных песчаниках стволов высоких прямых деревьев определенно указывает на то, что эти песчаники не могут быть эоловыми. Почти обязательно они будут речными или озерными.

Изменения в вертикальном и горизонтальном направлении. Там, где эоловые пески навеваются на плотную поверхность более древних аллювиальных или коренных отложений, нижняя граница их резкая, в первом случае плоская, во втором — неровная. Там, где песок навевается на рыхлую поверхность такыра или шора, граница горизонтальная, ясная, но не резкая. Верхняя граница мало изучена, и по современным пескам данных почти нет. При смене эоловых песков какими-либо водными отложениями поверхность песков будет сглажена, но все же останется неровной.

В горизонтальном направлении современные границы эоловых песков также весьма резки, и постепенные переходы от песков к другим осадкам отсутствуют. Резкое ограничение песков прежде всего бросается в глаза. Таким же резким оно будет и в ископаемом состоянии. Пласты песков имеют резко ограниченные сравнительно тупо-линзовидные окончания. Они могут сменяться любыми водными отложениями — временных потоков, дельтовыми, речными, озерными и даже морскими.

Литологические особенности эоловых песков, пустынных и дюнных, уже давно привлекали к себе внимание исследователей. Первое время существовало несколько противоречивых мнений, но за последние годы более детальные исследования позволили прийти к следующим выводам.

1. Золотые пески чаще всего обладают наиболее высокой степенью округленности, иногда почти совершенной. Речные и морские пески обладают большим количеством угловатых и остроугольных зерен.

2. Золотые пески обычно обладают наиболее высокой сортированностью. Нередко они укладываются в 2—3 деления гистограммы. Водные пески состоят из зерен самых различных размеров, вплоть до пылеватых.

3. Золотые пески обладают более однородным минералогическим составом. Многие минералы легко разрушаются при перевевании. В то же время они легко переносят передвижение водными потоками, особенно временными, как это показано В. А. Передериевым (1945).

Надо иметь в виду, что эти три вывода справедливы только по отношению к зрелым и старческим пескам, испытавшим длительный перенос ветром. Молодые пески, только что образовавшиеся за счет выдувания речных отложений (по А. Г. Доскач, 1940, «урпак-кум»), обладают еще всеми признаками речных песков.

В тех местах, где ветры дуют из пустыни в море, например на западном берегу Африки, в морских песках обнаруживают значительную примесь зерен золотого происхождения.

Составу золотых песков, их образованию и возникновению ими сложенных форм рельефа посвящено большое число работ Э. Н. Благовещенского (1949, 2), Й. Вальтера (1910, 1911, Walther, 1924), А. Г. Гаеля (1934, 1949, 1950), В. А. Дубянского (1928, 1929, 1947), В. Л. Дубровкина (1949), И. Я. Ермилова (1949), П. С. Макеева (1932, 1940, 1944), В. А. Обручева (1890, 1, 2; 1913); М. П. Петрова (1939, 1948), В. Н. Кунина (1932, 1948), Б. А. Петрушевского (1941), Г. А. Прохоровой (1950), А. В. Сидоренко (1948, 2; 1949), Б. А. Федоровича (1940, 1, 2; 1948, 1, 2, 3; 1950, 1, 2), И. С. Щукина (1948), Т. Ф. Якубова (1941), а из зарубежных авторов: Багнольда (Bagnold, 1935, 1937, 1938, 1941), Дэпплса (Dapples, 1941), Кэррола (Carrol, 1939, 1944), Мак Кэрти (Mc Carthy, 1935), Уайта (White, 1939).

Важные данные по пескам Кызыл-Кума приведены в работе И. П. Герасимова и П. К. Чихачева (1931). Они обособляют пески северной и центральной частей Кызыл-Кума.

В северной части Кызыл-Кума пески молодые, недавно образовавшиеся в результате выдувания речных отложений Сыр-Дарьи и ее прежних русел Куван-Дарьи и Джаны-Дарьи. Они светлого желтовато-серого или буровато-серого цвета, слюдястые, среднезернистые, среднеотсортированные (табл. 28), местами переполненные обломками раковин пресноводных пелеципод и чаще гастропод. Пески слагают небольшие гряды, неподвижные или передвигающиеся по поверхности глиняной аллювиальной равнины.

В центральной части Кызыл-Кума пески главным образом древнего, возможно даже плиоценового возраста. Они более темные, красноватые, с оранжевым или буроватым оттенком. Занимают большие площади в виде сплошных песчаных массивов; поверхность их в первичных скоплениях имеет бугристо-грядовую форму. Высота некоторых гряд над дном разделяющих их котловин значительная, достигает 100 м. Образовались они в результате выдувания древних аллювиальных отложений и в небольшой степени третичных и меловых песчаных пород.

Барханы возникают как вторичное явление в участках бугристо-грядовых песков с нарушенным растительным покровом; их распространение невелико.

Таблица 28

Механический состав различных песков Кызыл-Кума (в процентах)
(по И. П. Герасимову и П. К. Чихачеву, 1931)

Местность	Размеры фракций в мм						Гигро- скопиче- ская вода
	2—1	1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01 и меньше	
Северная часть Кара- Кума			.				
Бугор у кол. Ку- лан-Бай	—	—	11.64	85.97	1.00	1.89	0.21
Бугор у кол. Кет- ты-Казган . . .	—	—	16.97	80.78	1.34	0.01	0.16
Верхи речных от- ложений там же	—	—	0.01	94.19	1.52	4.28	0.36
Центральная часть Кызыл- Кума							
Бугристо-грядо- вые пески							
Кол. Джума-Бай	0.43	4.59	17.16	76.85	0.30	0.67	0.11
Барханные пески							
Кол. Мулошир . .	—	—	1.56	93.99	2.88	1.57	0.26
Кол. Сагым-Бай .	—	0.1	9.00	90.80	0.06	0.04	0.08
Пески Джаман- Кум	0.4	0.16	1.80	95.98	0.94	1.20	0.37
Песчаный язык Горы Кок-Патак .	—	—	0.15	98.08	0.52	1.35	0.36

Ближе к горным массивам, там, где еще действуют плащевые потоки, поверхность песков сглаживается и возникает волнистая песчаная степь.

Местами пески вдуваются далеко в горные массивы, образуя песчаные поля и языки, обладающие весьма высокой сортированностью (табл. 28).

Ю. А. Скворцов (1929) выделяет среди песков западной части Кара-Кума две разновидности: основную, залегающую внизу, — серые пески, мощность которых достигает 20—25 м, и покрывающие их грязно-желтые пески небольшой мощности. Они разделены довольно резким контактом.

А. В. Сидоренко (1948, 2) в статье, посвященной изменениям песков при их выдувании, приводит следующие механические анализы песков из различных районов южной части Кара-Кума (табл. 29).

Интересные и важные данные об изменениях речных отложений при выдувании их в эоловые пески приведены А. В. Сидоренко (1948, 1, 2). Он указывает, что при этом происходят изменения цвета, размеров зерен, их формы и их минералогического состава.

Изменения цвета заключаются в том, что стально-серые или слегка желтоватые речные пески переходят в желтоватые, желтовато-коричневые и даже бурокоричневые эоловые пески. Это происходит в связи с тем, что на бесцветных зернах кварца образуется железистая корочка.

Изменения размеров зерен сводятся к большей отсортированности эоловых песков. Крупные зерна, встречающиеся в речных отложениях, рас-

Таблица 29

Механический состав эоловых песков южной части Кара-Кума (в процентах)

Местность	Размеры фракций в мм				
	1.0— 0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.1 и меньше
Кол. Ел-Кую	—	7.40	89.60	1.53	1.47
Шор на Келифском Узбе	—	8.28	87.12	3.31	1.29
Аул Кызыл-Аяк, гребень бархана	—	19.40	79.41	0.04	0.84
Там же, межбарханная котловина	0.12	32.77	66.27	0.41	0.59
Репетек, гребень бархана	—	5.0	94.72	0.07	0.12
Репетек, межбарханная котловина	—	7.59	92.27	0.05	0.10
Репетек	0.75	3.01	96.60	0.41	0.27
Карабиль, кол. Алатай	—	5.64	92.05	2.31	—
Карабиль, шор Эрезем	—	1.96	95.09	2.95	—
Карабиль, кол. Ташлы	—	—	97.20	2.07	0.73
Карабиль, кол. Ташкудук	—	4.06	86.59	3.81	5.84
Карабиль, кол. Ябаной	—	0.56	97.88	1.56	—
Карабиль, кол. Кызылча-Баба	—	2.56	95.81	0.84	0.79
Дельта р. Мургаб	—	82.13	16.88	0.99	—

падают и разрушаются, а пылеватые и глинистые частицы уносятся ветром.

Изменения формы зерен выражаются в большей окатанности зерен эоловых песков; это свойство уже неоднократно упоминалось.

Изменения в минералогическом составе весьма существенны и сводятся к полному исчезновению некоторых минералов, легко поддающихся разрушению, и преобладанию зерен кварца. «Эоловые пески обогащаются стойкими от выветривания и тяжелыми минералами — кварцем, гранатом, цирконом, силлиманитом, магнетитом; обедняются легко истирающимися компонентами — гипсом, кальцитом, роговыми обманками, эпидотом, тремолитом, ставролитом; почти нацело лишаются минералов, легко выдуваемых ветром — слюд, хлоритов; увеличивается содержание выветрелых, полупрозрачных зерен. Список минералов в эоловых песках меньше, чем в аллювиальных, а содержание тяжелой фракции выше».

Зерна крупнее 0.5 мм хорошо окатаны, реже полуокатаны, остроугольные представлены единицами. Во фракции 0.25—0.05 мм уже преобладают остроугольные зерна; число окатанных зерен всего 20—35%. Во фракции 0.05 и меньше все зерна угловатые и окатанные зерна встречаются как исключение.

Полный и весьма детальный материал по пескам Кара-Кума приведен в работе Г. А. Прохоровой (1950). Она изучила пески различного происхождения, собранные А. С. Кесь и Б. А. Федоровичем в различных областях Кара-Кума. Обширные гранулометрические и минералогические данные сконцентрированы в двух таблицах.

Все изученные образцы распределены по шести группам: 1) современные пески русла Аму-Дарьи; 2) перевейные современные пески Аму-Дарьи; 3) аллювиальные (амударьинские) нижнечетвертичные пески, слагающие основание низменной части Кара-Кума; 4) те же пески, но перевейные; 5) плиоценовые аллювиальные пески, развитые в Заунгузском Кара-Куме; 6) те же пески, но перевейные. Для каждой группы приведена полная минералогическая характеристика.

1. Современные пески русла Аму-Дарьи представлены одним образцом. Сравнение его с аллювиальным песком основания низменного Кара-Кума показало полное тождество. Он мелкозернист, темносерого цвета, включает большое количество блестящих крупных листочков слюды и содержит 3% глинистой фракции и большой процент алевритовой фракции (22%). Этот образец подтверждает тот факт, что пески Аму-Дарьи включают большое количество алевритовых частиц — будущий лёсс.

2. Современные перевеянные пески представлены двумя образцами, взятыми из барханчика севернее Турт-Куля. Золотая переработка слабо проявлена, но все же наложила на них свои отпечатки. Цвет уже желтоватый, количество слюды уменьшилось. Количество угловато-округленных зерен увеличилось. Количество алевритовой фракции в одном образце значительно — 21%; в среднем — всего 3.5%.

3. Нижнечетвертичные аллювиальные пески представлены семью образцами, взятыми как в восточной, так и в западной частях Кара-Кума. Сравнение их показало, что по мере удаления к западу пески становятся все более и более тонкозернистыми и отсортированными. Тождество их с современными аллювиальными песками Аму-Дарьи уже было отмечено. Это такие же темносерые и серые, сильно слюдястые пески. Указанный факт еще более подтверждает положение, что золотые пески Кара-Кума — это только местами развитый, сравнительно маломощный (12—15 м) покров, лежащий на речных песках, отложившихся в древней долине Аму-Дарьи, проходившей вдоль подножия Копет-Дага.

Возраст этих песков указан, как нижнечетвертичный, без всяких доказательств, очевидно, по Б. А. Федоровичу. Г. А. Прохорова (1950) не учла, что при таком определении возраста полностью выпали все верхнечетвертичные пески долины Аму-Дарьи. Более вероятен верхнечетвертичный возраст аллювиальных песков низменного Кара-Кума.

4. Перевеянные пески, покрывающие аллювиальные пески и образовавшиеся за счет их выдувания, также несомненно верхнечетвертичные, частично даже современные. Они слагают основную массу гряд и барханов золотых песков низменного Кара-Кума. Всего изучено 13 образцов, для которых приведена, так же как и для других групп, детальная минералогическая и гранулометрическая характеристика.

Перевеянные пески имеют тот же качественный минералогический состав, что и аллювиальные пески. Количественные же соотношения различны. Увеличивается количество таких минералов, как кварц (в среднем с 58 до 61%), альмандин (с 2 до 4%) и ставролит (с 0.4 до 1%); уменьшается количество биотита (с 18 до 1%), хлорита (с 4.5 до 1%) и роговой обманки (с 5.8 до 4.7%).

Перевеянные пески хорошо отсортированы и отличаются преобладанием округлых зерен над угловатыми. Однако количество последних нередко бывает значительно.

5. Плиоценовые коренные пески слагают Заунгузское плато, т. е. входят в состав заунгузской свиты. Среди них Г. А. Прохорова описала аллювиальные (2 обр.), слабо перевеянные (3 обр.) и сильно перевеянные (5 обр.) разновидности.

6. Перевеянные современные пески, образовавшиеся из плиоценовых (2 обр.), отличаются высокой отсортированностью и мелкозернистостью.

Существенные данные о характере песков африканских пустынь приводит Кайё (Cayeux, 1929). Сначала он цитирует данные Сорби о том, что зерна египетских пустынь отличаются высокой окатанностью, иногда сферической; затем — данные Филлипса об отсутствии угловатых зерен

в африканских и аравийских пустынных песках и о том, что большие зерна окатаны лучше, чем маленькие. Кроме того, он приводит указания Блэнфорда о равномерной округленности зерен золотых песков берегов Инда и указания Тулэ о желтовато-красных песках Сахары с замечательно округленными матовыми шагреневыми зернами, а также вывод Сорби: «Округленность частиц, однообразие зерен и, наконец, характерная косая слоистость служат отличительными особенностями золотых континентальных песков».

Далее Кайё сообщает, что когда он от литературных данных перешел к непосредственному изучению фактов, картина получилась почти обратная.

Сначала он приводит описание образца из пустыни Нефуд, в Аравии, и двух образцов из Верхнего Египта. Состав их характеризуется неоднородностью. Наряду с глинистыми частицами диаметром не более 0.001 мм встречены зерна диаметром около 0.8 мм. Большинство зерен угловатые и только самые крупные округленные. Происхождение этих песков речное с примесью золотого материала.

Песок из ливийской пустыни состоит из зерен различной величины — от 0.05 до 0.6 мм. Преобладают угловатые зерна, причем большие менее окатаны, а маленькие (0.16 мм) хорошо окатаны. Почти круглые зерна очень редки.

Несколько образцов из различных пунктов Сахары обладают кремовым, светлокоришным, светлокрасным, темнокрасным и охристым цветом, обусловленным тончайшей пленкой окислов железа, облегающей зерна кварца. Только в одном случае (Гебира) эта пленка была настолько толста, что ее можно было назвать коркой загара пустыни.

Зерна песка различной величины — 1.05—0.03 мм, реже более однородные и тонкозернистые (0.1—0.3 мм). Илистые частицы отсутствуют.

Степень округленности различна. В некоторых пунктах преобладают зерна высокой округленности; в других, наоборот, их меньше. Почти всегда зерна полированы, и свежие изломы отсутствуют.

Происхождение золотых песков весьма разнообразно, что служит причиной существования весьма различных точек зрения по этому вопросу. Мнение о том, что золотые пески образуются за счет выдувания аллювиальных отложений, преимущественно речных, имеет больше сторонников. Это мнение вполне правильно для наибольшего количества случаев, но не для всех.

Вторая группа исследователей, менее многочисленная, считает, что золотые пески образуются за счет выдувания продуктов разрушения коренных пород, обнажающихся в пустынных областях. Нет сомнения в том, что в ряде случаев подобное явление действительно существует и в довольно больших масштабах, но все же, по сравнению с выдуванием речных и озерных отложений, оно имеет второстепенное значение.

Неоднократно высказывалось мнение, что золотые пески образуются в результате перевевания морских песков. Обширные пояса дюн, развитые во многих областях морского побережья, подтверждают существование и этого явления и тоже в значительных размерах, но в образовании золотых песков наших пустынь оно имеет третьестепенное значение. Только на юге Западного Туркменистана, вдоль побережья Каспийского моря, мощные песчаные массивы, возможно, морского происхождения.

Кроме того, есть еще другие случаи образования песков, например в результате выдувания шоров и бессточных впадин, но все они имеют небольшое значение.

Установление факта образования громадных масс эоловых песков в результате выдувания современных и четвертичных аллювиальных отложений привело некоторых исследователей к заключению, что так образуются все эоловые пески. Это мнение, конечно, ошибочно. Выдуваются не только аллювиальные отложения, но и многие другие, в частности, в Средней Азии красноцветные песчаники палеогена и мезозоя.

Б. А. Петрушевский (1941) привел несколько примеров, убедительно показывающих образование массивов эоловых песков вследствие выдувания различных толщ, помимо аллювия. Крупный песчаный массив приаральского Кара-Кума в южной и юго-восточной частях возник в результате выдувания красноцветных меловых пород. Его западная часть и пески Малые Барсуки образовались от выдувания палеогеновых песчаных отложений. «Можно считать доказанным, что многие песчаные массивы Туранской низменности происходят за счет развевания только коренных пород (чуйские Муюн-Кумы, сарысуйские пески, Арысь-Кумы, южные и центральные приаральские Кара-Кумы, Малые и значительная часть Больших Барсуков, южные и центральные Кызыл-Кумы); некоторые пески являются смешанными по генезису, происходящими частью от развевания коренных, а частью аллювиальных четвертичных пород (западные Большие Барсуки, северные приаральские Кара-Кумы, северные Кызыл-Кумы, туркменские Кара-Кумы; для последних надо считаться с вероятностью значительного развевания плиоценовых заунгузских пород; наконец, некоторые пески происходят от развевания только одного аллювия (Сары-ишик-отрау и другие пески низовьев р. Или)». Б. А. Петрушевский считает, что не менее половины всех песков происходит в результате выдувания одних коренных пород. Это мнение также несколько преувеличено; преобладание песков от выдувания аллювия — факт несомненный для крупнейших песчаных массивов.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я слагают поверхность пустынь и основание эоловых песков на громаднейших площадях. Они в пустынях наиболее распространены. Этим и объясняется тот парадоксальный факт, что в отложениях пустынь прошлого аллювий имеет необыкновенно широкое распространение.

Аллювиальные отложения слагают те обширные равнины, на поверхности которых происходит накопление эоловых песков. По происхождению и составу они разнообразны, но резко преобладают пески нижних течений больших равнинных рек, типа современных Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи и Нила. Менее распространены речные алевриты и глины. Редко встречаются озерные отложения.

Возраст аллювия пока точно не установлен. Для различных свит он колеблется в пределах антропогена — плиоцена. Для Кара-Кума выделяется несколько таких свит, различного возраста и распространения. Детально они расчленены А. В. Сидоренко. Наиболее распространена хорошо изученная каракумская свита, на севереходящая до подножий чинков Устюрта. В северной части Кара-Кума большую площадь занимает заунгузская свита, согласно налегающая на сармат; обычно ее считают наиболее древней. В Унгузе она высоким обрывом поднимается над каракумской свитой.

Поражающие своей глубиной (200—250 м) колодцы Карабиля и Бадхыза пройдены в однообразной толще красноватых плотных песков и глинистых песчаников карабильской свиты. К ней на северо-востоке примыкает обручевская свита, представляющая собой окраинную часть

обширных и плоских дельт рек Балха и Саидалака. Одновозрастны с ней мургабская и тедженская свиты, слагающие дельты Мургаба и Теджена.

Наконец, вдоль предгорий Копет-Дага протягивается полоса прикопетдагских пролювия, аллювия и дельтовых осадков, которую можно назвать копетдагской свитой.

Эти многочисленные свиты можно разбить на две группы. К первой группе относятся каракумская и заунгузская свиты. Она отличается тем, что состоит из продуктов разрушения палеозойских и докембрийских пород, слагающих южный Тянь-Шань и Памир и принесенных с востока и юго-востока. Ко второй группе относятся все остальные свиты, состоящие из продуктов разрушения пород мезозоя и кенозоя, слагающих Парапамиз и Хорасан и принесенных с юга и юго-запада.

Там, где эти две группы соприкасаются, например по Келифскому Узбою и в дельтах Теджена и Мургаба, видно, что отложения второй группы налегают на отложения первой. Однако это не исключает возможность, что они одновременны. По Келифскому Узбою обручевская свита лежит на каракумской, но карабильская свита в нижней части может быть с ней одновозрастна.

Точное определение возраста отдельных свит затруднено бедностью органическими остатками и их плохой изученностью. Изучение пыльцы и микрофауны может дать существенный материал для определения возраста и сопоставления свит.

Обручевская свита описана ниже (стр. 246), в разделе «Наземные дельты». В этом же разделе (стр. 247) описаны тедженская и мургабская свиты.

Для правобережья Аму-Дарьи А. А. Ямнов (1950) выделил особую свиту — «кызылкумскую», которую он относит к верхам плиоцена и считает древней дельтой Зеравшана (стр. 220).

Заунгузская свита выделена А. Ф. Соседко и более детально описана Б. А. Федоровичем (1934). «На сарматские морские отложения налегает своеобразная свита преимущественно желтовато-бурых, рыжеватых, различных по составу и строению песков и песчаников, разнообразных по плотности. Она характеризуется неустойчивостью вертикального разреза, меняющегося от различных псаммитов до глин, невыдержанностью его по простиранию и наличием во многих частях свит диагональной слоистости».

На западе, в районе Серных Бугров, в верхах свиты развит белый кварцевый песчаник с серой в виде цемента и своеобразной кремневой шапкой. Серные залежи развиты на определенной площади и далеко к северу и востоку не прослеживаются. Строение свиты хорошо видно на 9 детальных разрезах, составленных Б. А. Федоровичем на всем протяжении Унгуза. Нет ни одного горизонта, который можно было бы проследить по всем девяти разрезам, и очень немногие горизонты проходят через 2—3 соседних разреза. Из отдельных фаций интересны «бумажные» глины и тонкозернистые песчаники, обладающие листоватой слоистостью и развитые только в западных разрезах. Эти листоватые глины и песчаники представляют собой озерные отложения. Широко развиты средне- и грубозернистые косослоистые песчаники — отложения речных русел. Аллювиальное происхождение свиты несомненно. Мощность ее точно не известна, но местами не менее 80 м.

Возраст заунгузской свиты точно не установлен. Б. А. Федорович (1934) относит ее к верхам миоцена и ко всему плиоцену, поскольку она лежит согласно и без значительного перерыва на нижнесарматских

морских отложениях. Фаунистических и флористических данных для определения возраста пока нет. Соответствие ее такому громадному промежутку времени мало вероятно, слишком мала мощность для аллювиальных отложений. Она может объясняться только постоянным размывом ранее отложившихся осадков. Тогда сохранившиеся отложения должны соответствовать самой последней эпохе, т. е. верхам плиоцена — антропогену.

Ценные данные по литологии, условиям образования и особенно по фауне заунгузской свиты приведены А. А. Ямновым (1950). Ему удалось по всему разрезу свиты, как в глинах, так и в песках, найти многочисленную, но однообразную фауну остракод. В низах свиты, в глинах и хорошо отсортированных песках, преобладает *Cyprideis torosa littoralis* Brady; по определению М. И. Мандельштама, это солоноватоводная форма, наиболее распространенная в акчагыле. В верхах свиты количество их уменьшается и появляются пресноводные *Gymnocythere*, *Eucypris* и *Cyprinotus*. Поэтому А. А. Ямнов считает, что нижняя часть свиты представлена отложениями солоноватоводных лагун и заливов акчагыльского моря, а верхняя — более молодыми наземными и озерными отложениями.

Этот вывод интересен и заслуживает внимания, но не может считаться доказанным. В той же работе А. А. Ямнов указывает на нахождение *Cyprideis torosa littoralis* Brady в кызылкумской свите, представляющей собой древнюю дельту Зеравшана и никакого отношения к акчагыльскому морю не имевшей. Очевидно, эта форма не может служить ни для точного определения возраста, ни для определения солёности бассейна. Несомненно только плиоценовый возраст свиты и водное образование слоев с остракодами.

К а л ь ц и т о в а я к о р а. Характерная особенность заунгузской свиты, по Э. Н. Благовещенскому (1949, 1), заключается в широком, почти региональном распространении горизонта известковых конкреций. Этот горизонт туркмены и узбеки называют «шох», а казахи — «сок».

Он широко распространен в зарубежных полупустынях; в Алжире и Марокко его называют «tafzah, nahrî» (Драницын, 1915); в Индостане — «Kankar»; в юго-западных штатах США — «caliche, hardpan»; встречен он и в юго-западной Австралии. Во всех этих областях он связан с тропическими степями, вернее полупустынями, для которых характерно среднее годовое количество осадков 250—500 мм и средняя годовая температура — 20—25°.

У нас в Средней Азии, по данным Д. М. Кугучкова (1937), шох в настоящее время образуется в долине Зеравшана. Э. Н. Благовещенский (1949) указывает, что в каракумской свите Кара-Кума шох отсутствует, заменяясь гипсовой корой. Но он характерен для заунгузской свиты; в восточном Заунгузе он залегает конгломератовидным или «сплошным» пластом на глубине 1—2 м. Мощность шоха различна, обычно не более 0.5—1.0 м. Э. Н. Благовещенский (1949) установил следующие закономерности в распространении шоха: «Наблюдается определенная связанность красноцветных продуктов выветривания с кальцитовыми стяжениями. Обычно над скоплениями конкреций располагается крупный красный песок, представляющий, повидимому, тот горизонт, из которого в период формирования „конгломерата“ происходил вынос кальцита.

«Как правило, „кальцитовый конгломерат“ залегает не на поверхности почвы, а на глубине от 100 до 250 см, причем рельеф поверхности кальцитового горизонта повторяет грядовый рельеф поверхности почвы».

Далее Э. Н. Благовещенский сделал следующий вывод: отсутствие шоха в более молодой каракумской свите и широкое распространение его в более древней, верхнеплиоценовой заунгузской толще объясняется тем, что последняя образовывалась в иных климатических условиях, в условиях тропической полупустыни. Образование каракумской свиты происходило при годовом количестве осадков в 100—150 мм и годовой температуре 12—18°; заунгузской свиты — при количестве осадков 250—500 мм и температуре 20—25°.

Этот, казалось бы, логичный вывод опровергнут фактом, указываемым самим Э. Н. Благовещенским (1949): «Рельеф поверхности кальцитового горизонта повторяет грядовый рельеф поверхности почвы». Однако нельзя допустить, что рельеф поверхности почвы сохранился без изменения с верхнего плиоцена. Несомненно, что он образовался недавно, вернее, образуется и в настоящее время. Поэтому и горизонт шоха, повторяющий его, мог образоваться только недавно и, скорее всего, образуется и в настоящее время. Отсутствие шоха в каракумской свите объясняется не климатическими условиями, а тем, что в ней нет кальцита, из которого мог бы возникнуть шох.

Из этого следует, что образование кальцитовой почвенной коры и гипсовой почвенной коры происходит и в настоящее время; они представляют собой характернейшие продукты химических процессов пустыни.

Кальцитовой коре посвящены работы П. Е. Граждан (1951) и А. В. Сидоренко (1950, 2).

Д. М. Кугучков (1937), описывая шох из поливных районов долины Зеравшана, считает его типичным аллювиальным горизонтом. Мощность шоха достигает 0.5—1.0 м; он очень тверд и прослеживается на больших площадях. Конкреционное строение иногда незаметно, и тогда шох представляет собой известняковый пласт сравнительно однородного строения, но без всякой слоистости и с неровными поверхностями.

Весьма вероятно, что шох хорошо сохраняется в ископаемом виде. В этом состоянии он представлен тонким прослоем плотного неслоистого известняка, довольно быстро изменяющимся по простираению и переходящим в более мягкую и рыхлую мергелистую породу, нередко с неясно шаровидной конкреционной структурой. Обнаружив такой прослой, а они часто встречаются в пустынных отложениях, мы, вероятно, будем считать его озерным известняком. На самом деле он образовался без всякого участия поверхностного водного бассейна; подземный почвенный водный горизонт послужил в данном случае аналогом наземного водоема.

К а л и ч и (caliche) Техаса представлен светлыми отложениями, развитыми на поверхности или близко к поверхности на «Высоких Равнинах» (High Plains) северо-западного Техаса. Термин «caliche» применяется к селитроносным отложениям Чили и к карбонатным коркам в Мексике и юго-восточных штатах. Каличи Высоких Равнин состоит из карбоната (CaCO_3), кремнезема, минералов глин и вулканического пепла. Мощность его колеблется от 12.6 до 20.4 м. В свежем состоянии он рыхлый, желтовато-серый; при высыхании — твердеет и белеет. Залегаet он под тонким слоем почвы мощностью 1.2 м или выходит на поверхность. Подстилается третичными отложениями аллювиального происхождения, состоящими из рыхлых песков, галечников и красных глин; переход в них постепенный; граница с почвой нерезкая, неровная.

Содержание CaCO_3 колеблется от ничтожных величин до 90%; оно наиболее высоко в верхних и средних частях залежи, особенно под вре-

менными бассейнами и руслами временных потоков. Его концентрацию Сидвелл объясняет движением вниз почвенных вод, выщелачивающих CaCO_3 из почв и отлагающих его на уровне стационарного состояния вод. Циркуляцией подземных вод он объясняет также отчетливо выраженное вторичное перераспределение кремнезема.

Местами каличи представляет собой плотную неслоистую мергелистую породу мощностью около 12 м, в отдельных слоях которой развиты водные волноприбойные знаки, особенно в слоях, связанных с прослоями вулканического пепла. Иногда каличи почти не содержит карбонатов и представлен измененным вулканическим пеплом. Нерастворимый материал каличи состоит из кусочков, конкреций и линз кремня, минералов глин — каолина и монтмориллонита, зерен кварца и вулканического стекла.

К а р а к у м с к а я с в и т а выделена А. Ф. Соседко в районе Серных Бугров под названием «южнокаракумской». Позже, когда было установлено, что свита распространена по всему Кара-Куму, ее название было изменено на «каракумская». Б. А. Федорович (1934) писал: «названием „каракумская свита“ естественно обозначать то, чем сложены низменные Кара-Кумы, а именно свиту серых, слюдистых и аркозовых аллювиальных песков, лежащих почти повсеместно под плащом перевесанных песков». А. Ф. Соседко считает, что каракумская свита «характеризуется наличием красных такыровых глин не только на поверхности, но и в виде пропластков среди песков, наличием нескольких петрографически различных горизонтов песка (желто-бурый, серебристый), наличием косослоистости, чередующейся с горизонтальной слоистостью, и остатков древних корневых систем и прежних почвенных горизонтов под такырной коркой». По северным окраинам тедженской и мургабской дельт каракумская свита, по данным П. С. Макеева (1932) и В. Н. Кунина (1934), подстилает дельтовые отложения. В. Н. Куниным она прослежена далее на восток и юго-восток по железной дороге и в район к северу от Келифского Узбоя. И здесь она состоит из серых и желтоватых песков, часто и неправильно чередующихся с более тонкими прослоями серых и темносерых глин. По берегам Аму-Дарья, выше Чарджоу, в обнажениях и в буровых скважинах нижнечетвертичная каракумская свита, нередко называемая «древним аллювием», залегает на гораздо более плотных и более ярко окрашенных красноватых, желтоватых и зеленоватых песчаниках и глинах континентального неогена. По мнению Б. А. Федоровича (1934), В. Н. Кунина (1934) и А. В. Сидоренко, эти песчаники и глины относятся к заунгузской свите. А. В. Сидоренко (1948) приводит анализы пород каракумской свиты. Как уже было сказано, очень важно указание А. В. Сидоренко на то, что каракумская свита по петрографическому составу тождественна с современными отложениями Аму-Дарья и резко отличается от аллювия афганских и копетдагских рек.

Каракумская свита на юге, по данным А. В. Сидоренко (1948), сложена стально-серыми средне- и мелкозернистыми плохо отсортированными косослоистыми песками с прослоями мелкозернистых палевых песков и суглинков. Пески сложены остроугольными зернами. По составу они многокомпонентные кварцево-полевошпатовые, со значительной примесью зерен биотита, роговой обманки и других минералов тяжелой фракции.

Речные пески междуречья Мургаб—Аму-Дарья, налегающие на каракумскую свиту, желтовато-коричневого цвета мелкозернистые пыле-

ваты. Пески обручевской свиты такие же желтоватые и пылеватые, но с прослоями глин и суглинков. В них спорадически встречаются крупные гальки, преимущественно осадочных пород. Пески представляют собой речные отложения афганских рек, впадавших в «Пра-Аму-Дарью».

Стально-серые пески древней долины Аму-Дарьи весьма различны по механическому составу (табл. 30).

Таблица 30

Механический состав песков древней долины Аму-Дарьи (в процентах)

Местность	Размеры фракций в мм				
	1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05	0.01 и меньше
Современная пойма Аму-Дарьи у Бассага	75.34		23.65	0.57	—
Кол. Кур-Баба	60.53		39.11		0.36
Как Чиришлы	40.42		58.42		1.16
Кол. Кара-Сасы	33.98		65.24		1.48
Кол. Чай-Аджи	0.38	2.56	84.78		13.28
Шор Постановым	0.67	0.65	51.04		47.62

Пылеватые палевые пески и суглинки обладают следующим механическим составом (табл. 31).

Таблица 31

Механический состав речных пылеватых песков и суглинков (в процентах)

Местность	Размеры фракций в мм		
	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01; 0.01 и меньше
Шор Чиришлы	0.95	28.01	71.04
То же	0.27	27.50	74.03
Кол. Кур-Баба	1.44	9.88	88.68
То же	6.20	—	93.80

Золотые пески, выдувающиеся из стально-серых песков с палевыми суглинками, обладают следующим составом (табл. 32).

Таблица 32

Механический состав золотых песков (в процентах)

Местность	Размеры фракций в мм				
	0.1—0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01 и меньше
Как Чиришлы	57.85		41.09		1.06
Кол. Каргалы-Шор	55.42		43.53		1.05
Кол. Карамет-Нияз	0.52		85.30		14.18
Кол. Кара-Сасы	33.67		62.98		0.35
Шор на Келифском Узбое	8.28		87.12	3.91	1.29

Сравнение табл. 30—32 отчетливо показывает большую однородность, точнее отсортированность, эоловых песков и почти полное удаление из них пылеватых и глинистых фракций.

В восточном Кара-Куме, в районе Репетекской пустынной станции, Э. Н. Благовещенский (1940, 1949) в течение 1935—1943 гг. вел экспедиционные работы, сопровождавшиеся нивелировкой и мелким бурением. Им были собраны обширные и ценные материалы, позволившие ему сделать вывод о том, что «восточные Кара-Кумы представляют собой равнину, сложенную аллювиальными амударьинскими песками, поздне-третичного и раннечетвертичного возраста. Аллювиальные отложения прикрыты эоловым плащом разной мощности, причем эоловые и аллювиальные отложения резко отличаются по петрографическому составу». Речные амударьинские пески серого цвета, биотитовые, слабо сортированные; их состав (в %): кварц — 40, слюда — 35, прочие — 25. Эоловые пески — желтые или оранжево-желтые, высоко отсортированные (около 98—99% мелкого песка); состав их (в %): кварц — 60, слюда — 5, прочие — 35.

В серой толще нередко встречается своеобразная глиняная галька, образующая глинистые прослойки мощностью около 0.5 м.

Высота наибольших песчаных гряд 10—15 м, тянутся они на 20—30 км; пространство между ними, шириной не более 6—7 км, занято более мелкими грядами. Бурение высоких гряд на глубину 10—12 м вскрыло только эоловые пески; бурение более низких гряд на ту же и меньшую глубину вскрыло под эоловыми песками речные серые пески, а под ними — пльвуны.

На севере, в Даудан-Дарьялыкской дельте, по данным В. М. Георгиевского, современный и древний аллювий Аму-Дарьи налегает на более плотные и красноокрашенные глины и песчаники континентального неогена. Последний служит непосредственным продолжением заунгузской свиты Серных Бугров. Тогда к каракумской свите относятся низы амударьинского аллювия.

По границе Кара-Кума, на берегах Узоя, тоже обнажаются континентальные аллювиальные отложения, детально описанные А. С. Кесь (1939) и отнесенные ею к каракумской свите. По географическому распространению эти отложения действительно служат непосредственным продолжением каракумской свиты района Серных Бугров; по условиям залегания и литологическому составу они ближе к заунгузской свите. Лежат они то на сармате, то на акчагыле (рис. 66) и сложены желтыми, бурыми и серыми песками, переслаивающимися с палевыми, коричневыми и зелеными глинами; общая мощность их не менее 25 м.

Литологический состав каракумской свиты характеризуется резким преобладанием песков и небольшим количеством глин, обычно представленных сравнительно тонкими прослойками. В. Н. Кунин приводит данные по 9 буровым скважинам глубиной от 12 до 32 м, заложенным по профилю Ашхабад—Серные Бугры. Только в двух скважинах, самой северной и самой южной, количество глин по мощности достигает 14%; в остальных скважинах оно не больше 4—6%. Сравнительно мало суглинков и супесей, и резко преобладают пески; в семи скважинах количество их колеблется от 95 до 98%.

Детальные минералогический и гранулометрический анализы песков каракумской и заунгузской свит и современного аллювия Аму-Дарьи и песков, образующихся в результате их перевеивания, приведены в работе Г. А. Прохоровой (1950) и в докторской диссертации А. В. Сидс-

ренко «Геохимия пустыни» (1950). Минералогический состав каракумской свиты приведен в табл. 33.

Верхняя граница каракумской свиты ясна только там, где она образована плотными такыровыми глинами, на которые навешены эоловые

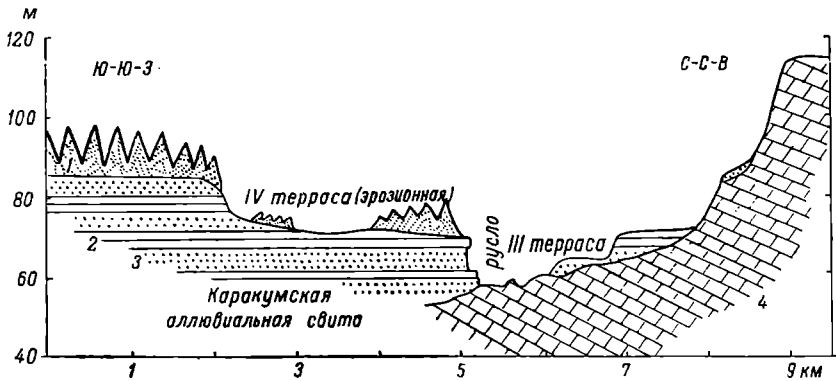


Рис. 66. Профиль через Узбой, ниже кол. Куртыш. По А. С. Кесь, 1939.
 1 — перевейные пески; 2 — глины; 3 — пески; 4 — известняки сармата.

пески. Нижняя граница определяется положением более плотных и ярко окрашенных глин и песчаников заунгузской свиты. Возраст ее неясен — скорее всего вторая половина четвертичной эпохи.

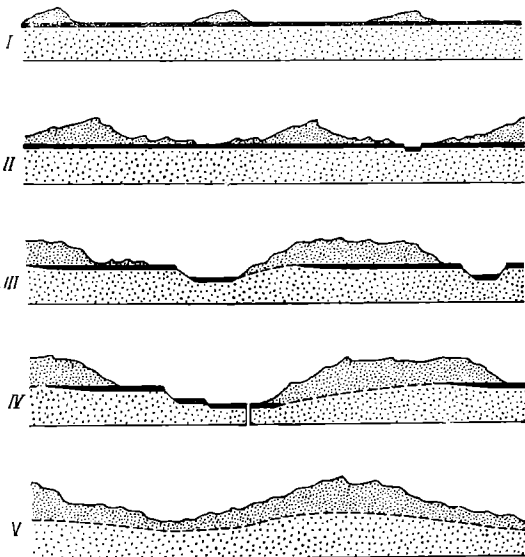


Рис. 67. Взаимоотношения аллювиальной равнины и эоловых песков. По Б. А. Федоровичу, 1930.

Песчаные пустыни Средней Азии представляют поверхность обширных аллювиальных равнин, по И. П. Герасимову (1939) относящихся к типам равнин внутриматериковых низменностей и равнин предгорий. Он дает интересные схемы их прежнего и современного распространения и обширный список литературы.

Взаимоотношения аллювиальных отложений и эоловых песков рассмотрены Б. А. Федоровичем (1930), проделавшим маршрут Ашхабад—Серные Бугры. Б. А. Федорович иллюстрирует их разрезами (рис. 67). На рисунке видно, что поверхность аллювиальных отложений нередко бывает плотной глинистой «затакыренной». На эту

поверхность навешаются пески, сначала редкими грядами (I), становящимися затем высокими и почти сплошными (II и III). По окраине пустыни глинистый покров начинает разрушаться и распространяется пят-

Минералогический состав песков каракумской свиты (в процентах)

(по Г. А. Прохоровой, 1950)

Минералы	№ образцов						
	90у	89у	70у	54у	34у	18у	12у
Легкая часть . . .	94.0	95.0	97.5	97.5	93.6	97.7	97.1
Кварц	65.0	70.2	65.6	75.7	61.8	52.0	63.0
Ортоклаз	5.8	4.5	5.7	8.3	5.2	11.0	5.5
Микроклин	3.4	3.5	1.3	—	3.4	0.2	4.4
Плагиоклазы	—	—	—	1.5	1.5	0.1	—
Гипс	0.9	—	1.7	0.8	—	—	—
Обломки пород	1.4	2.4	1.7	0.4	1.9	—	0.7
Загрязненные зерна	18.6	12.6	16.5	5.9	20.6	31.1	8.6
Разложенные зерна	4.9	6.8	7.5	7.4	5.6	5.6	17.8
Тяжелая часть	6.0	5.0	2.5	2.5	6.6	2.3	2.9
Ильменит	1.1	1.4	0.7	3.5	0.7	3.2	—
Гематит	—	1.0	2.0	2.4	0.7	—	—
Лимонит	3.4	2.4	6.7	2.7	2.9	4.0	1.0
Шпинель	—	—	—	—	—	—	—
Пикотит	—	—	—	—	—	2.3	—
Рутил	—	—	—	—	0.4	—	—
Гиперстен	0.4	—	—	—	—	—	—
Диопсид	—	—	—	—	—	0.4	—
Авгит	1.5	3.1	0.7	2.8	1.8	1.0	1.0
Тремолит	—	0.9	0.7	—	—	0.8	—
Актинолит	5.0	—	2.0	0.4	—	3.7	1.0
Роговая обманка обыкновенная	5.0	6.3	3.4	7.9	2.9	6.6	12.0
Роговая обманка базальтическая	0.8	—	—	0.4	—	—	—
Гроссуляр	—	—	—	—	—	0.4	—
Пироп	—	—	—	—	—	—	—
Альмандин	8.4	2.1	—	4.0	0.4	5.8	1.6
Топаз	—	—	—	—	—	—	—
Редкие минералы	1.2	2.3	2.8	3.7	1.8	0.2	6.5
Цоизит	0.4	—	0.3	—	—	—	0.5
Эпидот	1.1	0.3	0.7	0.8	—	1.2	1.0
Турмалин	0.4	1.0	0.3	1.6	0.4	0.4	3.8
Ставролит	1.5	0.3	—	—	—	0.6	0.5
Дистен	—	—	0.7	0.8	—	4.0	—
Биотит	1.5	7.0	13.7	0.4	1.8	2.5	16.3
Хлорит	3.4	3.3	5.4	0.8	0.7	1.3	10.0
Титанит	1.5	0.3	—	2.7	0.4	0.1	2.1
Апатит	—	0.7	—	0.8	—	0.1	—
Ангидрит	0.4	0.3	—	—	—	—	—
Карбонаты	0.8	0.8	—	—	—	1.5	1.6
Обломки пород	1.1	0.3	—	0.8	—	—	—
Загрязненные зерна	47.2	6.5	39.5	39.1	60.1	32.4	30.5
Разложенные зерна	13.8	19.6	21.5	24.9	25.0	33.4	10.6

нами (III и IV). Еще далее он совершенно исчезает, и речные пески покрываются эоловыми (V).

Кызылкумская свита. Древняя наземная дельта Зеравшана или «Пра-Зеравшана» описана А. А. Ямновым (1950) под названием «кызылкумская свита». Она залегает на размытой поверхности заунгузской свиты, обладает изменчивой мощностью (10—80 м) и представляет собой «пеструю толщу песков, алевроитов, глин, мергелей и своеобразных конгломератов из глиняных галек и валунов. Отложения кызылкумской свиты отличаются крайней невыдержанностью разреза в вертикальном и горизонтальном направлениях; отдельные слои выклиниваются на коротких расстояниях, образуют линзы, расщепляются на несколько слоев и опять соединяются вместе». Эти пестрые толщи резко сменяются по простиранию озерными тонкослоистыми и тонкозернистыми песками, переслаивающимися с глинами. В противоположность заунгузской свите, пески в основной толще плохо сортированы; всегда наблюдаются примеси алевроитов и грубозернистых песков.

Минералогический состав мало отличается от состава заунгузской свиты и тождествен с составом современной дельты Зеравшана.

Среди найденных остракод М. И. Мандельштам определил: *Cyprideis torosa littoralis* Brady, *Limnocythere chivinica* Mand., *Candona neglecta* Sars, *Candona* sp. sp., *Cyprinotus* sp., *Ilyocypris bradyi* Sars, *Eucypris* sp., *Herpetocypris* sp. Часто встречаются оогонии водорослей *Chara*. Возраст — верхи плиоцена. В самых верхах свиты найдены четвертичные *Corbicula*, *Anodonta*, *Planorbis*, *Limnaeus*.

Кызылкумская свита, по А. А. Ямнову (1950), одновременна каракумской.

Дождливые (плювиальные) эпохи. Изучение каракумской и заунгузской свит позволяет сделать два важных вывода.

1. Эти свиты имеют большое сходство с песчано-глинистыми пачками пермских красноцветов татарского яруса. Они почти тождественны по литологическому составу, площади распространения, мощности, характеру слоистости и даже цвету.

2. Каракумская и заунгузская свиты имеют большое сходство с современными отложениями наземных дельт Мургаба и Теджена и с современными отложениями долины Аму-Дарья, ее дельты и Узбоя.

В связи с этим возникает вопрос: если отложения двух различных эпох так близки между собой, то можно ли допускать большое различие в климатических условиях их образования? Это в свою очередь вызывает старую проблему о влажной дождливой (плювиальной) эпохе, предшествовавшей современной. Он детально рассмотрен И. П. Герасимовым (1937), который приводит в пользу существования дождливого периода следующие доводы: 1) смена аллювиальных отложений эоловыми песками; 2) наличие в каракумской свите озерных отложений, отсутствующих в современную эпоху; 3) история флоры и фауны; 4) развалины городов и крепостей в пустынных областях, вдали от современных поселений.

Эти доводы нельзя считать решающими. Первый из них — смена аллювиальных отложений эоловыми песками, — наиболее существенный, основан на двух ошибочных в методическом отношении положениях.

Первое положение заключается в том, что «аллювиальные» отложения представляют собой отложения только дельт и долин больших рек и других постоянных водных потоков. На самом же деле каракумская свита представлена гораздо более сложным комплексом, в состав которого,

кроме дельт и других речных отложений, входят отложения сухих предгорных равнин, временных потоков и бассейнов и даже золотые пески. Этот комплекс почти не отличим от современного.

Второе положение — образование золотых песков и речных «аллювиальных» отложений — представляет собой процессы, идущие одновременно, а не последовательно. Как и в настоящее время, отложение речных осадков, накопление золотых песков происходило одновременно, параллельно друг другу. Нет сомнения, что пески, слагающие современные песчаные пустыни, разновременны по возрасту. Как они сейчас перекрывают «аллювиальные» отложения, так они перекрывали и раньше.

Второй довод — наличие озерных отложений в таких областях, где сейчас существование озер невозможно. Надо сказать, что приводимые И. П. Герасимовым (1937) примеры немногочисленны и вызывают сомнения. Прежде всего отличить ископаемые отложения длительно существовавшего большого такыра от ископаемых отложений постоянно существовавшего озера очень трудно, часто даже невозможно. Вблизи долин рек и сейчас существуют пресные сухие озера, вода в которые попадает только во время исключительных паводков, например озера в чачале Келифского Узбоя.

Третий довод — история флоры и фауны — не может считаться достаточно обоснованным, так как ископаемые четвертичные фауны и флоры чрезвычайно редки и недостаточно изучены. Среди ботаников и зоологов существуют на них различные точки зрения.

Даже возраст каракумской свиты вызывает сомнения. Нередко ее относят к верхнему плиоцену, но с таким же успехом она может быть нижнечетвертичной и среднечетвертичной. Еще вероятнее, что возраст ее в различных районах неодинаков. Нам известны континентальные аналоги апшеронского и акчагыльского ярусов, но неизвестно, как далеко на восток продолжают небитдагские нефтеносные красноцветы, и неясны их взаимоотношения с заунгузской свитой.

Четвертый довод — покинутые и разрушенные крепости, города и орошаемые площади — требует очень осторожной оценки. В средние века и более ранние эпохи города и оросительные системы покидались и разрушались главным образом по политическим причинам и в связи с катастрофическими землетрясениями. Климатические причины, скорее всего, не имели никакого значения. Это доказывается тем, что в некоторых областях культурная, оседлая жизнь не прекращается в течение не менее 2000 лет. В качестве примеров можно назвать: Хивинский оазис, районы Чарджоу, Мары, Ашхабада, Ташкента, Бухары, Туркестана. Особенно ясно это в Хивинском оазисе, где жизнь городов и целых культурных площадей определяется изменением положения русел Аму-Дарьи, а не изменением климатических условий, все время остающихся почти одинаковыми. В этом оазисе не орошение определяет количество населения, а, наоборот, количество населения определяет освоение орошаемых площадей. Последние забрасываются и разрушаются не из-за засухи, а из-за недостатка рабочих рук. Все старые оросительные системы, давно разрушенные, легко восстановить и оживить, если будут люди, которые их освоят. Большое значение при этом будет иметь, конечно, и механизация сельского хозяйства. Многие пустынные области Средней Азии, не только в Хивинском оазисе, но и в Ферганской долине, легко можно превратить в цветущие оазисы, если увеличить население или резко повысить уровень механизации сельского хозяйства. Все это позволяет сделать заключение, что существование дождливой эпохи, предшество-

вавшей нашей, не доказано. Весьма вероятно, что после оледенения, а может быть и ранее, большие климатические изменения в Туранской пустыне не происходили.

Пустынные горы

В наших пустынях пустынные горы занимают небольшую площадь, но широко распространены. Они все сложены складчатыми отложениями палеозоя, мезозоя и кенозоя, интенсивно разрушены и обладают характерным зубчатым рельефом. Многие из них достигают значительной высоты и представляют собой типичные горные массивы и хребты; некоторые разрушены сильнее и представлены невысокими грядами и горками. На востоке — это Чу-Илийские горы, южная окраина североказахстанского мелкосопочника, северная оконечность Кара-Тау, северо-западная оконечность Нура-Тау, возвышенности Кызыл-Кума, среди которых Ак-Тау достигает 1029 м высоты и, наконец, возвышенности низовьев Аму-Дарьи — Султан-Уиз-Даг, Кубе-Тау и другие. На западе расположены хребты горного Мангышлака — Кара-Тау и Ак-Тау, возвышенности Туар-Кыра и прилегающие к нему Большой и Малый Балханы, Куба-Даг Красноводска и некоторые невысокие возвышенности юго-западного Туркменистана, образованные молодыми нефтеносными структурами — Небит-Даг, Боя-Даг, Кум-Даг и другие.

К пустынным горам относятся, конечно, и столовые возвышенности Устюрта, Заунгузское плато и многие другие меньших размеров, сложенные горизонтально лежащим неогеном (сарматом). Они рассмотрены отдельно в связи с тем, что их поверхность представляет собой типичную каменистую пустыню. По-туркменски они называются «кыр» — Каплан-Кыр, Гяур-Кыр и т. п. Выделена также большая часть мелкосопочника (чоку, или шоку, по-казахски) северо-восточного Казахстана, как лежащая уже в пределах полупустыни и даже степи, о чем говорит старое название «Киргизская степь» («Казахская степь»). Сюда же относятся Мугоджары и Чушка-Куль.

Все пустынные горы представляют собой область разрушения. Продукты разрушения временными потоками выносятся за пределы гор, отлагаясь у их подножий, на предгорных равнинах. Часть их отлагается в пределах самих гор, в долинах, в виде отложений временных потоков и на склонах гор в виде мощных осыпей. Те и другие быстро разрушаются одновременно с разрушением самих гор.

Процессы разрушения вызывают снижение гор, вплоть до полного их уничтожения; одновременно они затухают и полностью прекращаются. Горный массив превращается в мелкосопочник, а затем сливается с равниной пустыни. При небольшом опускании равнина перекрывается ингрессирующим (прорывающимся) морем и при следующем поднятии становится уже обширным плато типа Устюрта.

Области такыров и шоров

Представляют неотъемлемую часть всех пустынь. Сами такыры и шоры редко занимают большие площади, но, следуя друг за другом, чередуясь с песками или с каменисто-глинистыми участками, они протягиваются на сотни километров.

В 1944 г. В. Н. Куниным составлена исключительно интересная карта такыров и солончаков Туркменистана, особенно детально разработанная

для Кара-Кума. Из нее видно, что наибольшая площадь развития такыров включает в себя наземные дельты Мургаба и Теджена и протягивается вдоль Копет-Дага до Казанджика. Длина площади около 700, наибольшая ширина 250, наименьшая 75—100 км. В ее пределах такыры преобладают, но они непрерывно чередуются с песками и щебнево-глинистыми участками. Эта площадь представляет собой видимую часть древних речных дельт, простирающихся на значительном расстоянии под песками, скорее всего вплоть до подножия Заунгузского плато.

Вторая громадная такыровая площадь расположена вдоль западного подножия Копет-Дага. Она также является поверхностью древних аллювиальных отложений, на западе ограниченной поясом песков, встречающихся и внутри ее. Длина ее около 120—150, ширина около 30—50 км. На ней располагается гигантский Большой такыр длиной во многие десятки километров. Во время засух поверхность такыра бывает ровной и твердой, как паркет, во время дождей покрывается водой, размокает и становится почти непроходимой.

Третья большая площадь такыров расположена в пределах древней дельты протоков Аму-Дарьи, Даудана и Дарьялыка, в восточной части Сарыкамышской впадины и к востоку от нее.

Таким образом, неоднократно отмечавшаяся связь такыров, древних наземных дельт и предгорных равнин подтверждается полностью. Однако одного наличия аллювиальных равнин недостаточно. На их поверхности должна быть впадина или какая-нибудь задержка для стекающих вод, необходимая для образования временного бассейна, так как такыр — это прежде всего бассейн, хотя и временный. Такой задержкой чаще всего бывают песчаные гряды, и перед ними такыры наиболее горизонтальны, типичны и достигают наибольших размеров. Вследствие этого переход такыровых отложений по простирацию в эоловые пески представляет обычное явление.

Такыровые отложения детально не изучены. Имеющиеся данные позволяют наметить следующие характерные особенности: 1) ограниченное распространение, обусловленное формой и размерами такыров, обычно вытянутых в одном направлении, неправильных очертаний и небольших размеров — от нескольких километров до немногих десятков километров; 2) горизонтальное, вернее, почти горизонтальное, залегание; 3) ясная и тонкая слоистость, более или менее резкая; 4) неоднородность и неокатанность зерен. Среди преобладающих глинистых частиц нередко неправильно распределенные зерна более крупных размеров. Чаще всего зерна угловаты, как это характерно для отложений временных потоков; вместе с ними встречаются округленные зерна эоловых песков, заносимые на такыр ветром; 5) отсутствие или крайнее однообразие органических остатков; 6) наличие следов высыхания в виде многоугольников и трещин усыхания, следов от капель дождя и псевдоморфоз.

Основным материалом для образования такыровых отложений служат тончайшие глинистые частицы, сносимые в такыр с прилегающих равнин во время дождей. Эти равнины почти горизонтальны и слабо наклонены. Дождевая вода стекает одновременно по всей их поверхности в виде тонких водных листов, иногда концентрируясь в редких и неглубоких руслах. Распределение воды в виде медленно текущих сплошных листов и обуславливает преобладание глинистых частиц. Воды, текущие в определенных руслах, сносят более крупные частицы, создавая уже отмеченную неоднородность осадка. Как известно, глубина такыровых бассейнов ничтожна, не превышая нескольких десятков сантиметров. Соответ-

ственно мощность осадков, отлагающихся при высыхании бассейна, также ничтожна. Высыхание обуславливает, кроме того, повышенную соленость. Интересно отметить, что дождливые периоды бывают иногда два раза в год. Это вызывает образование в один год двух пачек прослоек, двух микроритмов осадконакопления. В связи с кратковременностью существования такыровых бассейнов отсутствуют фауна и водоросли. Наземная растительность редка, а иногда отсутствует.

Н. П. Белов (1940) приводит механический анализ такыровых отложений («такыровидных почв» Куныдарьинской дельты) района Сарыкамышской впадины (табл. 34).

Таблица 34

Анализ такыровидных почв Куныдарьинской равнины (в процентах)

(по Н. П. Белову, 1940)

Разрез	Глубина взятия об- разца в см	Размеры фракций в мм				
		0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001
7—Г	0—3 {	18.0	6.1	14.6	39.5	21.8
		17.0	9.6	15.1	35.9	22.4
	7—10 {	0.46	10.4	21.6	46.6	16.8
		0.53	12.8	21.5	43.4	17.0
55—Б	0—5 {	35.0	9.6	9.1	24.4	22.0
		34.4	8.9	13.2	24.5	19.0
	5—12 {	14.8	14.2	11.0	53.2	6.8
		13.8	12.7	11.5	55.1	6.9

Из этой таблицы отчетливо видна высокая тонкозернистость такыровых отложений, значительное содержание коллоидного материала и в то же время присутствие частиц песка в значительном количестве.

Н. Димо и В. Никитин (1913) приводят разрез шурфа на такыре у Кырк-Кыз-Кала (развалины крепости). Этот такыр расположен на правом побережье Аму-Дарьи, к югу от Султан-Уиз-Дага, в пределах древней культурной площади (Древний Хорезм), детально описанной С. П. Толстовым. Такыр обладает очень плотной розоватой поверхностью, разрез его следующий (сверху вниз):

1. Плотная иловатая пористая корка 0— 3 см
2. Буровато-шоколадная пластинчатая иловатая глина . . . 3— 15 »
3. Комковатая пористая глина с многочисленными ходами . . . 15— 40 »
4. Такая же глина, тонкослойная 40— 60 »
5. Губчато-воздреватая глина 60—100 »
6. Тонкослойная плитчатая плотная глина 100—190 »
7. Иловатая глина с темными органическими веществами . . . 190—200 »
8. Мелкопесчаный слой с блестками слюды 200—250 »
9. Легкая плотная плитчатая супесь 250—270 »
10. Плитчатая иловатая глина 270—275 »
11. Сухой серовато-палевый тонкозернистый песок 275—300 »

Анализ пород из этого разреза приведен в табл. 35.

Сопоставляя эти анализы с описанием разреза, мы видим, что слои 1 и 2 точнее назвать песчанистой глиной; слои 3, 4, 5, 6, 7, 10 — глиной; слои 8, 9 и 11 — типичным алевроитом, по механическому составу близким к лёссу, но тонкослойным.

Таблица 35

Механический анализ пород из разреза такыра Кырк-Кыз-Кала (в процентах)
(по Н. Димо и В. Никитину, 1913)

Глубина в см	Размеры фракций в мм				
	0.25	0.2—0.11	0.1—0.05	0.05—0.01	<0.01
0—3	1.02	31.86	10.54	7.74	48.84
3—10	2.26	35.57	11.04	12.90	38.23
23—33	0.25	11.84	8.65	18.92	60.34
75—85	0.05	0.91	0.77	10.30	87.97
130—140	0.05	0.28	0.28	17.36	82.03
220—230	0.09	2.04	20.44	61.34	16.09
290—300	0.04	0.91	0.76	76.15	14.14

Несколько разрезов такыровых отложений составлены Ю. А. Скворцовым для западного Кара-Кума по маршруту Ашхабад—Серные Бугры; им же сделаны механические анализы этих отложений. Разрез такыра в дельте р. Теджен, у г. Теджен, приведен на стр. 247.

Из этих разрезов выяснено, что плотная глинистая пачка, представляющая собой отложения современного такыра, имеет мощность 0.5—2.0 м, реже около 4—6 м. Нижележащие стально-серые пески — это отложения текучих вод — рек или временных потоков, чаще принимают первое или пескам дают общее название — «аллювиальные». Но мощность этих песков тоже невелика — от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Под ними снова залегают глины, неотличимые от современных такыровых; ниже опять стально-серые пески, затем снова глины.

Между Ашхабадом и Серными Буграми такое чередование прослежено в буровых скважинах до 20—30 м, а в глубокой скважине, расположенной к северу от Ашхабада, даже на глубину свыше 600 м, причем в разрезе появляются, кроме того, пачки конгломератов.

Соответственно в отложениях прошлого, например в татарском ярусе, пачки плотных слоистых и неслоистых глин, чередующиеся с песчаниками, можно рассматривать не только как озерные отложения, как это обычно делают, но и как такыровые глины.

В. А. Обручев (1890) и другие геологи, в том числе и автор, признают осадконакопление за основной фактор в образовании такыровых отложений. Почвоведы, в частности такой знаток Средней Азии, как С. С. Неуструев, кроме осадконакопления, существенное значение придают процессам почвообразования. И. П. Герасимов (1931, 1939), Н. П. Белов (1940) и У. У. Успанов (1940) считают, что процессы почвообразования, особенно длительное воздействие поверхностных щелочных вод на поверхность глинистого или суглинистого наноса, являются основной причиной такырообразования.

Последнее мнение представляет собой такое же «почвенное увлечение», как и мнение о том, что лёсс образуется только в результате почвенных процессов. И в том, и в другом случаях забывают, что, во-первых, почвенные процессы накладываются на уже существующие осадки, только несколько изменяя их, причем степень этих изменений может быть крайне незначительной, и, во-вторых, сохранение этих изменений в ископаемом состоянии мало вероятно.

В отложениях прошлого, в пустынных комплексах, лёссы будут обладать отличительными особенностями, перечисленными выше и связанными с осадконакоплением. Изменения, вызванные почвообразованием, будут незаметны.

За последние годы некоторые советские исследователи начали придавать большое значение суффозионно-карстовым процессам в образовании замкнутых впадин. Н. П. Луппов (1948) объясняет ими образование такой громадной впадины, как Сарыкамышская. Б. А. Федорович (1940) считает, что эти процессы создают впадины большого числа такыров, которые он выделяет в особый суффозионно-карстовый тип. Суффозия — это механический вынос наиболее тонкозернистых частиц осадка при движении (просачивании) атмосферных и грунтовых вод. Карст — это химический вынос растворимых частей осадка теми же водами. Суффозия и карст разрыхляют осадок, что помогает резкому усилению деятельности ветра. В результате образуется впадина, заполняемая такыром или шором (рис. 68).

Суффозионно-карстовые процессы должны существенно изменять структуру пласта, придавая ему брекчиевидное или пористое строение, и поэтому должны легко улавливаться в ископаемом виде. Однако указаний на нахождение подобных изменений нет и, что самое главное, нет их и для современных явлений. Все построения носят сугубо теоретический или, самое лучшее, геоморфологический характер и не сопровождаются литологическими данными. Это заставляет сомневаться в правильности самих построений. Особенно сомнительна суффозия, так как для вымывания и переноса даже тонкозернистых частиц требуется определенная скорость движения воды. Наличие же таких скоростей в уплотненном осадке не доказано.

Более важна миграция солей, несомненно происходящая в шорах и резко усиливающая выдувание, но в такырах ее существование не заметно.

Ш о р ы, и л и с о р ы. В последнее время, к счастью довольно редко, отождествляют понятия «солончак» и «шор», что неверно и неточно. Солончаки необыкновенно разнообразны и представлены большим числом резко отличных типов. «Шор» — это только один из этих типов, характерный для пустынных областей и заслуживающий самостоятельного названия.

Шор, так же как такыр, прежде всего географическое явление — впадина в рельефе с почти плоским дном; затем он представляет собой временный бассейн, в дождливые периоды заполняющийся водой. На его дне отлагаются глинисто-песчаные осадки. Эти общие особенности позволяют рассматривать шор как такыр, дно которого покрыто пухлой соленосной коркой, в то время как дно такыра плотное, глинистое. Однако такое объединение такыров и шоров вряд ли правильно. Шоры отличаются совсем другим водным режимом и образуются в областях с повышенным количеством грунтовых и иногда поверхностных вод. Многие большие шоры никогда не пересыхают и совершенно непроходимы. Под тонкой соляной коркой скрывается зыбучая трясина, легко засасывающая верблюдов.

В. А. Обручев (1890) указал: «Чем дальше от моря, тем больше такыров — например у Молла-Кары, — и меньше шоров. У берегов моря, напротив того, такыры почти не встречаются, поэтому я полагаю, что все такыры происхождения пресноводного, а море оставляет после себя только шоры; доказательством этого служит факт, что дно такыра всегда

выше дна шора и если рядом расположены такыр и шор, то вода стекает с первого на последний». Эти наблюдения относятся к Западному Туркменистану.

Схему образования шора на месте такыра, с переуглублением последнего (рис. 68), привел Б. А. Федорович (1930). Существенно его указание, что под поверхностью шоров грунтовые воды залегают не глубже 0.7 м, это и обуславливает засоленность шоров.

Своеобразие шоров подчеркивается их распространением. На карте, составленной В. Н. Куниным, отчетливо видно, что шоры и такыры занимают различные площади. Нередко эти площади соприкасаются, но почти не бывает, чтобы шоры и такыры чередовались друг с другом.

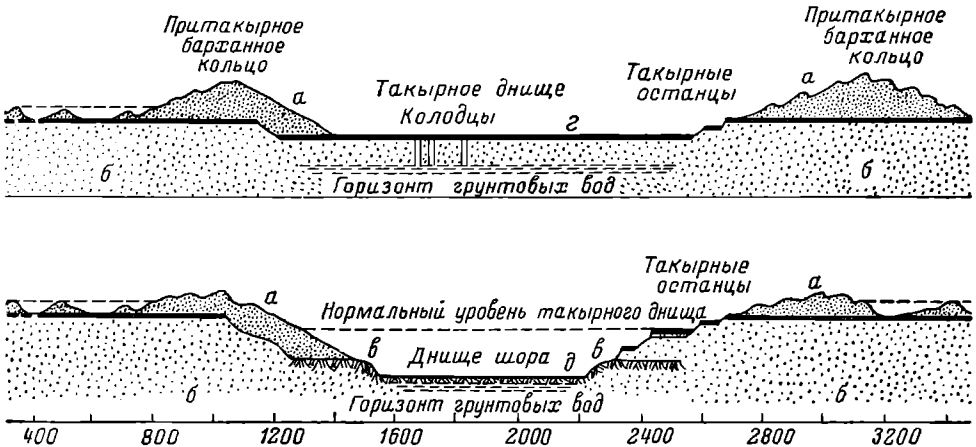


Рис. 68. Схема образования шора на месте такыра. Б. А. Федорович, 1930.

а — перевенные пески; б — аллювиальные биотитовые пески; в — респетские гилсы; г — такырные глинистые образования; д — гипсово-соляные образования шоров.

Наибольшую площадь шоры занимают вдоль берега Каспия, где они тянутся почти непрерывно от Кайдака до Гассан-Кули. В состав этих прибрежных шоров входит гигантский, необозримый и непроходимый шор Келькор, расположенный вокруг Небит-Дага и имеющий длину около 60 и ширину 45 км; он описан в работе А. С. Кесь (1939). Протяженность всего пояса прибрежных шоров достигает 1000 км; ширина небольшая, обычно 30—40 км, местами у Келькора достигает 100 км, а по берегам Кара-Богаз-Гола, включая и его, — 150—180 км. Эти прибрежные шоры представляют собой лагуны и мелкие заливы, высохшие или полувисохшие; достаточно небольшого поднятия уровня Каспия, чтобы они снова покрылись морской водой. И обратно, еще большее падение его уровня вызовет высыхание новых заливов и лагун, и тогда сам Кара-Богаз-Гол, с его почти плоским дном, превратится в гигантский шор, самый крупный из всех известных. Еще в 1836 г., по данным Г. С. Карелина, Келькор был покрыт водой, а у одного из его береговых валов и сейчас лежат обломки баркаса.

Зона береговых шоров и лагун восточного побережья Каспия, протягивающаяся на расстояние около 1000 км, является областью интенсивного и разнообразного соленаккопления. Площадь, занятая соляными залежами, громадна, измеряется десятками тысяч кв. км.

К сожалению, из-за отсутствия глубокого бурения мощность этих залежей остается неизвестной.

Вторая группа шоров, также громадных размеров, связана с большими впадинами у южного подножия Устюрта. Первая из этих впадин — Сарыкамьшская — детально изучена И. П. Герасимовым (1940) и его сотрудниками. Вторая впадина, у колодца Гоклен-Куюсы (Кара-Шор), мало изучена; по карте В. Н. Кунипа и данным Б. А. Федоровича и А. С. Кесь (1939), длина шора в ней достигает 90, а ширина 15—20 км. Эти шоры образовались на месте бывших громадных солоноватых озер типа Аральского моря. Интересно указание Б. А. Федоровича (1940, 1), что при полете над Сарыкамьшским шором он обнаружил многоугольники усыхания совершенно необыкновенных размеров — 100—200 м в поперечнике, ограниченные глубокими зияющими трещинами. Глубина этих трещин и мощность многоугольников, очевидно, не меньше нескольких метров. Это связано с тем, что высыхала толща однородного неслоистого ила очень большой мощности, также не меньше нескольких метров.

Наглядное описание этих многоугольников приводит С. П. Толстов (1948), также наблюдавший их с самолета: «Под нами Сары-Камыш. На севере блестит голубое зеркало воды; непосредственно внизу белая соляная поверхность дна высохшего озера, растрескавшаяся огромными многометровыми многогранниками — какой-то фантастический, чудовишный такыр».

Третья группа шоров связана с древними речными руслами. Некоторые из них, например шоры Келифского Узбоя, большие, длиной в десятки километров; другие, например шоры в русле Узбой, небольших размеров, не больше нескольких километров.

Четвертая группа — шоры, аналогичные такырам и располагающиеся на древних аллювиальных равнинах во впадинах или перед песчаными грядами. Число таких шоров очень велико, и иногда они распространены на большой площади, например между Апхабадом и Казанджином. Длина их не больше нескольких километров. Повидимому, к этой группе относятся шоры Унгуза, приближающиеся несколько и ко второй группе.

Своеобразны шоры Устюрта, располагающиеся на поверхности его южной части, например шор Барса-Кельмес, Асматай-Матай, Сам и многие другие меньших размеров. По данным И. П. Герасимова (1940), их длина обычно 1—10 км и глубина 2—10 м, но длина больших шоров, как, например, Барса-Кельмес, достигает нескольких десятков километров. Живописное описание шора Барса-Кельмес дал С. П. Толстов (1948): «Шор производит с самолета незабываемое впечатление. На горизонте, за бесконечной пестрой, бурой, коричневатой, серой, зеленоватой щебнистой поверхностью плоскогорья Устюрт появляется снежно-белая полоса. Чем дальше, тем она становится шире. И вот перед нами огромная, серебряная в лучах солнца, сверкающая как снег, абсолютно гладкая поверхность древнего озера, опоясанная причудливыми разводами темносерых прибрежных солончаков и резными узорами столовых холмов с выходами многоцветных пород пластов в уступчатых обрывах побережий. На снежном фоне два темных пятна островов Шайтан-Кала, Большого и Малого». Острова эти представляют собой столовые останцы.

Весьма своеобразен шор на поверхности столовой, останцовой возвышенности Туз-Кыр, в южной части Сарыкамьшской впадины. Словом «кыр» туркмены называют столовые горы, возвышающиеся среди пустыни: слово «туз» означает соль. По данным А. Г. Доскач (1940), этот шор расположен в глубокой депрессии, вероятно, карстового происхождения,

почти круглой формы, диаметром около 1 км. На дне шора вскрыт пласт соли с видимой мощностью не менее 2 м.

Отложения шоров детально изучены только в верхней части разреза, преимущественно работами почвоведов. Они отличаются присутствием иногда значительной соляной корки, а под ней — пористого, сыпучего рыхлого слоя в несколько десятков сантиметров. Ниже часто залегает слой темного или синеватого ила, иногда представляющего собой трясину, иногда уплотняющегося в однородную неслоистую глину. Эта глина, высыхая, вследствие своей однородности и значительной мощности и образует те гигантские многоугольники усыхания, которые наблюдал Б. А. Федорович (1940, 1). В других случаях у поверхности или под слоем этой глины залегает пласт каменной соли или других солей. Более низкие горизонты и общая мощность шоровых отложений мало известны. В Северной Америке содовые шоры, или, как их там называют, плайи, или салинас, разбурены глубокими скважинами, описанными выше; скважина глубиной 2000 м не вышла из шоровых отложений — глин, переслаивающихся с различными солями.

Наиболее детально разработанная классификация шоров приведена Б. А. Федоровичем (1930). Он выделяет следующие типы:

- | | |
|---|--|
| <p>I. Шоры морские</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Шоры усыхающих морских побережий 2. Шоры отделившихся от моря заливов <p>II. Шоры речные</p> <ol style="list-style-type: none"> 3. Шоры речных дельт и сбросовых вод 4. Шоры высохших речных русел | <p>III. Шоры континентальные</p> <ol style="list-style-type: none"> 5. Шоры денудационные 6. Шоры минеральных источников 7. Шоры карстовые 8. Шоры пролювиально-дефляционные |
|---|--|

К морским шорам он относит не только первую группу шоров, описанную выше, но и все шоры, на дне которых развиты отложения с *Cardium edule*, считая их останцами бывшего Арало-Каспийского бассейна. Это, конечно, неправильно, так как такого бассейна никогда не было, а миграция *Cardium edule* происходила путем переноса его из одного солоноватоводного водоема в другой. Поэтому шоры Сары-Камыша и расположенный западнее громадный шор Гоклен-Куюсы надо относить ко второй группе.

Шоры речных дельт наиболее развиты в сухих дельтах Мургаба и Теждена. Шоры сбросовых вод расположены там же и по окраинам Хивинского оазиса.

Денудационные шоры образуются при размывании соленосных коренных пород, например в районе Серных Бугров. Шоры минеральных источников развиты на Челекене. Карстовые шоры возникают в результате провалов, образующихся при выщелачивании соленосных пород, как, например, на Унгузском плато и в его районе. Шоры пролювиально-дефляционные расположены вдоль поднятия Копет-Дага, между Кызыл-Арватом и Ашхабадом. Обособление всех этих типов в ископаемом состоянии весьма трудно и не всегда возможно.

Шоры распространены в песчаных степях Центрального Казахстана, в песках Большие Барсуки и, по данным И. А. Крупенникова (1949), даже в песчаных степях, а также среди сосновых боров и березовых лесов Кустанайской области.

В Больших Барсуках шоры представляют собой остатки древних заиленных русел, но в Кустанайской области — это заиленные широкие котловины среди песчаных накоплений.

Кустанайские шоры имеют блюдцевидную, плоскую форму, пониженную на 1.5—3 м по сравнению с окружающими песками. Очертания овальные или неправильно округленные. Размеры чаще всего не более 500 м в длину и 300 м в ширину. Летом вода высыхает, и шор покрыт солевой коркой в 0.5—2.0 см толщиной; глубже идет иловатый или песчаный, но сильно заиленный, обогащенный солями слой, ниже во всех случаях и на небольшой глубине подстилаемый песком.

Кустанайские шоры не подходят ни к одной группе из выделенных Б. А. Федоровичем (1930) и должны быть включены в континентальные шоры в качестве самостоятельной группы «шоры котловинные, заиленные».

Щебнево-глинистые пустыни

В пустынях процессы выноса и приноса осадков неразрывно связаны друг с другом. В первых четырех пустынных областях, описанных выше, вынос преобладает над приносом. В следующих девяти, наоборот, принос преобладает над выносом. Это — области накопления, аккумуляции.

К числу их относятся и щебнево-глинистые пустыни, или, как их можно иначе назвать, пустыни предгорий. Предгорные пустыни представляют собой окраинную, иногда значительную часть зоны подножий горных хребтов или массивов.

Х а р а к т е р н а я о с о б е н н о с т ь такой пустыни — отсутствие постоянных речных потоков, развитых в более высоких частях подножий, ближе к горам. Здесь эти потоки или высыхают, или погружаются, переходя в грунтовые воды. Только в дождливые периоды неглубокие неправильные сухие русла наполняются водой, превращаясь в бурные, мутные временные потоки, а иногда и в мощные сели, переносящие громадные глыбы.

Вследствие своей внезапности, многоводия и большой скорости временные потоки подножий переносят и передвигают большие количества грубообломочного материала, почти не перекатывая его. Это вызывает то, что переносимые обломки, щебень и зерна остаются угловатыми или слабо окатанными.

Спускаясь по склону, временные потоки быстро теряют скорость и отлагают глыбы и большие обломки. Ниже уносится мелкий щебень, зерна песка и ил. Русло потока выполаживается, расширяется, распадается на ряд протоков и струй и, наконец, расходится по равнине в виде сплошного плаща, отлагая и щебень, и песок, и глину. В этом месте щебнево-глинистая пустыня наиболее типична. Еще дальше щебень исчезает, и пустыня становится ровной и глинистой.

По наружной границе предгорная пустыня соприкасается с долинами больших рек, и щебнево-глинистые отложения сменяются аллювиальными песками и надуваемыми на них золотыми песками.

Громадную площадь щебнево-глинистая пустыня занимает вдоль правобережья Аму-Дарьи, между Керками и Бухарой. Здесь она полого наклонена от гор к Аму-Дарье, ограничивается ее долиной и в своей нижней части несет несколько горько-соленых озер, временами совершенно высыхающих.

Постоянно существующих рек нет, но вся пустынная равнина пересечена сетью сухих русел временных потоков.

Более или менее значительные площади золотых песков отсутствуют, но местами развиты небольшие массивы и скопления песков. В южной

части пустыни, ближе к предгорьям Кугитанга, у железной дороги, эоловые пески образуются в результате выдувания коренных песчаников третичного возраста.

Шурфование показало, что в некоторых районах развит подпочвенный слой гипсовых конкреций и кристаллов. Он расположен на небольших глубинах, обычно около 1.0—1.5 м. Этот слой, подобно репетекским гипсам и заунгузскому шоху, расположен в зоне равновесия капиллярных вод.

Подобные предгорные пустыни развиты вдоль северо-западного и западного подножий Копет-Дага. Здесь в их пределах расположена известная Мессерианская равнина — область бывшего большого оазиса, с развалинами городов и обширной заброшенной системой оросительных каналов.

Здесь, так же как и в южной части Ферганской долины, вдоль подножия Алайского хребта, предгорная пустыня одновременно служит областью оседания эоловой пыли. Местами образуются значительные площади лёссовых пород, обладающих исключительным плодородием.

В некоторых областях, расположенных на значительном расстоянии от гор, щебень и гальки очень редки или вообще отсутствуют. Поверхность пустыни становится песчано-глинистой и глинистой. Подобная картина наблюдается в Обручевской степи, названной так в честь В. А. Обручева, расположенной на запад от Аму-Дарьи и на юг от Келифского Узбоя. Здесь песчано-глинистая пустыня возникла на окраинной зоне наземных дельт: Балха, Сангалака и других афганских рек. Отложения Обручевской степи описаны ниже, в разделе о пустынных дельтах.

Вообще, поверхность многих наземных пустынных дельт представляет собой щебнево-глинистую пустыню. Это вполне понятно, так как условия образования предгорных равнин и наземных дельт очень близки друг к другу.

Щебнево-глинистым пустыням посвящены работы Блэкуилдера (Blackwelder, 1931), Бриана (Bryan, 1923, 1936), Дэвиса (Davis, 1905, 1936), Джонсона (Johnson, 1932). Литература приведена Хантом (Hunt, 1940).

Лёссовые холмы и равнины¹

Своеобразным отложением, связанным, с одной стороны, с пустынными областями, а с другой, — с областями четвертичного оледенения, является лёсс. Его распространение весьма интересно. На карточке (рис. 69) видно, что его распространение отчетливо связано с пустынями и приурочено к их окраинам (Китай, Средняя Азия и Марокко). Другие области — Западная Сибирь, Европа, Северная Америка — расположены по окраинам четвертичного оледенения и тесно с ними связаны.

Это своеобразие распространения, возможно, отчасти объясняет то бесконечное количество разных точек зрения на образование лёсса, которое существует в геологической литературе. Из многочисленных точек зрения можно выделить две основные группы. Представители первой группы считают лёсс эоловым образованием; второй — речным осадком, образовавшимся из ледниковой мути, выносимой из-под льда ледниковыми

¹ Литература по лёссу приведена в особом разделе, после литературы по пустыням.

реками. Сторонники этих точек зрения ожесточенно спорят друг с другом, но, возможно, правы и те, и другие. Первые правы, когда говорят о лёссах, связанных с пустынными областями; вторые, — когда говорят о лёссах, связанных с областями четвертичного оледенения. Но когда они начинают применять водную теорию к лёссам Китая, а золую —

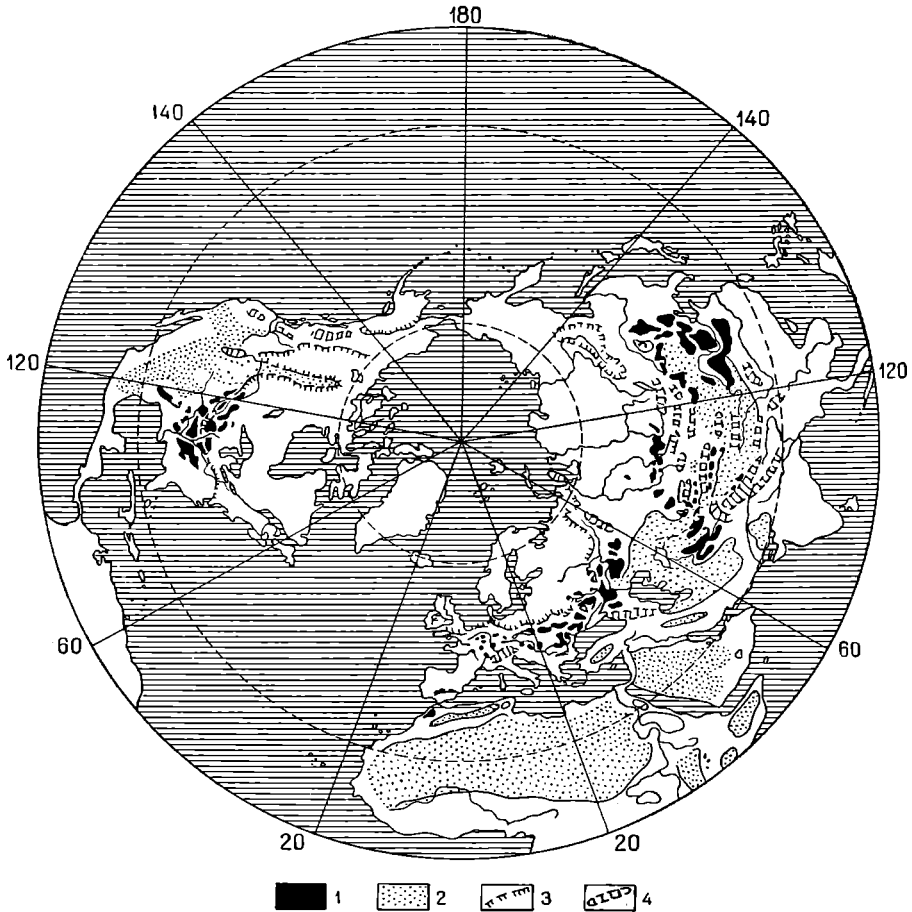


Рис. 69. Распространение лёсса. По Мартонну (Martonne, 1913).

1 — лёсс; 2 — пустыни; 3, 4 — области четвертичного оледенения.

к лёссам Западной Европы, то совершают ошибку. Весьма вероятно, что в некоторых случаях лёсс образуется и как продукт выветривания подстилающих его изверженных и других коренных пород.

Лёсс — это неслоистая известкисто-мергелистая порода однородного светложелтого или серовато-желтого цвета, пористая, рыхлая, легко растираемая между пальцами, богатая углекислой известью. Зерна кварца остроугольны, листочки слюды имеют неправильное расположение. Из животных остатков в лёссе встречаются лишь раковины наземных моллюсков, реже — остатки других наземных животных и раковины пресноводных моллюсков. В свежих обнажениях лёсс, подмываясь снизу, обладает очень характерной столбчатой отдельностью и образует верти-

кальные стены. Это объясняется однородностью состава лёсса и отсутствием слоистости. По механическому составу лёсс характеризуется тонкозернистостью. Частицы, крупнее 0.25 мм (песок), весьма редки; преобладают пылеватые частицы диаметром 0.25—0.0015 мм, с небольшой примесью иловатых (менее 0.0015 мм).

Кроме типичного лёсса, очень часто встречаются лёссовидные суглинки, реже лёссовидные пески и даже лёссовидные галечники и брекчи. Некоторые из этих пород первичные, но большинство — вторичные. Они образовались за счет размывания, выветривания и раздувания первичного лёсса.

Разнообразие типов лёсса и лёссовидных пород исключительно велико. Они имеют необыкновенно широкое распространение. Так же велико может быть и разнообразие способов его образования. Поэтому при изучении того или другого лёсса лучше не подгонять его механически под определенный штамп, а объективно изучать действительные условия его образования. При этом основное внимание надо обращать на литологический и петрографический состав лёсса, его распространение и взаимоотношение с подстилающими и покрывающими породами и в особенности с теми породами, в которые он переходит по простирацию.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В пустынях Средней Азии лёсс и лёссовидные породы широко распространены в предгорьях горных хребтов, в окраинных зонах, обычно несколько повышенных, по сравнению с пустынями, и поэтому обладающих большим количеством атмосферных осадков и хорошо развитым травяным покровом, высыхающим летом. Эти лёссовидные предгорья имеют вид равнин или пологих холмов, которые в Узбекистане и Таджикистане называют «адырами». Области накопления лёсса приурочены к предгорьям тех хребтов, которые преграждают путь господствующим ветрам, ослабляют их скорость и тем самым вызывают осаждение пылеватых частиц. На очень интересной и важной карте взаимоотношения господствующих ветров и рельефа песков, составленной Б. А. Федоровичем (1940), отчетливо видно, что в тех местах, где эти ветры упираются в горные массивы, и происходит основное накопление лёсса. Таковы предгорья Парапамиза (Бадхыз и Карабиль), предгорья хребтов Бадахшана и юго-западного Таджикистана, предгорья Зеравшанского и Туркестанского хребтов, Ферганская долина, предгорья Чаткальских гор, верхняя часть долины Чу и верхняя часть долины Или.

Лёсс Средней Азии описан в ряде работ, названных ниже. Лёссовидные породы Украины освещены в работе В. Г. Бондарчука (1939, 1946); Предкавказья — И. С. Боганика (1945); Сибири — А. Н. Москвитина (1940); Алтая — Б. Ф. Петрова (1948).

Лёсс Китая описан Бэрбуром (Barbour, 1935, 1936) и Тейаром (Teilhard du Chardin, 1930). Ряд работ по лёссовидным породам Северной Америки помещен в симпозиуме по лёсссу (Symposium on loess, 1944); по лёсссу долины Миссисипи можно назвать работу Россела (Russel, 1944). Перечисленные работы представляют последние исследования. Общее же число работ по лёсссу неизмеримо больше.

М а т е р и а л. Основным материалом для образования лёсса служит ледниковая пыль, выносимая в виде мути всеми горными реками и в колоссальных массах отлагающаяся в древних и современных дельтах Теджена, Мургаба, Аму-Дарьи, Зеравшана, Сыр-Дарьи, Чу и Или. Эта ледниковая пыль слагает толщи своеобразных палевых (кремовых) глин, широко распространенных в отложениях среднеазиатских рек.

В значительном количестве пылеватые частицы входят в состав и речных песков. Так, например, по данным Б. М. Георгиевского, в состав буровато-серого пылеватого суглинка поймы Аму-Дарьи входит 51—79% частиц диаметром 0.05—0.01 мм, а в состав желтоватой глины — 19—28%. По данным А. В. Сидоренко, в палевых песках и суглинках междуречья Аму-Дарья—Мургаб количество зерен диаметром 0.05—0.01 мм и меньше колеблется от 71 до 94%. Некоторые образцы по механическому составу полностью соответствуют лёссу. Даже в песках количество зерен диаметром меньше 0.05 мм достигает 13 и 74%. При выдувании таких речных отложений все это громадное количество пылеватых и глинистых частиц уносится ветром и, оседая в предгорьях, образует основной материал, слагающий лёсс и лёссовидные породы. В дальнейшем первичный эоловый лёсс может перемываться и, отлагаясь, образовывать толщи, обладающие ясной слоистостью и содержащие прослой галек и песка, а также пресноводные фауну и флору.

Такое же мнение высказано Б. А. Федоровичем (1950, 1, стр. 96): «Произведенные нами исследования двухсот образцов песков, взятых из различных районов песчаных наносов Пра-Аму-Дарьи, показывают, что в непереветанных аллювиальных песках имеется в среднем 14% пылевой фракции; в толщах переветанных, но закрепленных песков их содержание в среднем только сотые доли процента. Факты показывают, что к этим 12—14% удаленной из песков при их переветывании пыли надо прибавить и тот мелкозем, который образуется в результате эолового истирания песчинок и биохимического разрушения песка. Факты свидетельствуют о том, что вынос мелкозема из песчаных пустынь был и раньше и совершается сейчас».

Состав лёсса рассматривается в работах М. П. Лысенко (1949), В. А. Приклонского (1952), И. И. Чеботарева (1939), С. М. Юсуповой (1941), Офлейн (Oeflein, 1934), Шейдига (Scheidig, 1935).

Происхождение. Интересная и важная сводка последних данных по лёссам и теорий лёссообразования приведена в известной монографии И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939) и составлена первым из них. И. П. Герасимов — горячий сторонник почвенной теории образования лёсса и ко всем остальным теориям относится иногда слишком поверхностно. Его утверждение — «Несомненно, однако, что лёссовидные отложения эолового типа имеют в Средней Азии подчиненное распространение и небольшую мощность» — недостаточно обосновано и неубедительно. Приводимый им и другими исследователями фактический материал не оставляет сомнения, что типичный лёсс, неслоистый и однородный, значительной мощности (много метров, а иногда десятки метров) широко распространен.

Геологи, обнаружив в толще лёсса прослой пород водного происхождения или горизонты почв, нередко делают ошибку, относя всю толщу к водным или почвенным образованиям. В действительности слои эолового лёсса могут чередоваться со слоями лёссовидных пород водного и почвенного происхождения.

Известно много примеров лёссовидных пород водного происхождения. Некоторые из них, например палевые алевролиты и глины речных долин и озер бассейнов Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, по химическому и механическому составу почти неотличимы от лёсса. Тем не менее, они всегда обладают слоистостью, определенным узким распространением и содержат пресноводную фауну — признаки, полностью отсутствующие в типичном лёссе.

Почвенная теория не может объяснить мощность лёсса, достигающую нескольких десятков метров.

Сводка И. П. Герасимова (1939) заслуживает внимания, так как в ней ясно показано необыкновенно большое разнообразие условий образования лёсса и лёссовидных пород. Составленную им очень интересную схематическую карточку распространения лёсса и лёссовидных пород следует дополнить данными по лёссам, найденным в Южном Туркменистане (Карабиль и Бадхыз) и в Южном Узбекистане (предгорья Кугитанга)

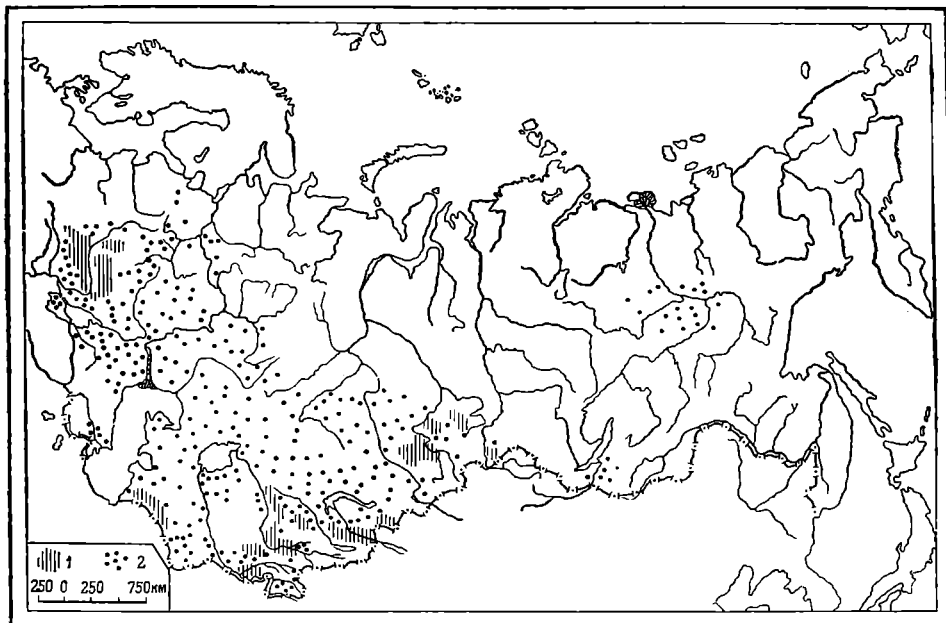


Рис. 70. Распространение лёсса и лёссовидных пород в СССР. По И. П. Герасимову, 1939.

1 — лёссы; 2 — лёссовидные породы.

(рис. 70). Тогда на карточке отчетливо окаймлится окаймление с юга лёссовой зоной всех наших среднеазиатских пустынь.

Не менее ясно обособляются пустынные лёссы южных широт, которые образуются в настоящее время в результате разрушения и выдувания лёссов умеренных широт, украинских и западносибирских, накопление которых уже закончилось.

«Ветер выносит из пустынь и отлагает, в основном на склонах гор (но лишь в определенных, аэродинамически обусловленных благоприятных районах торможения ветров), громадные количества пыли, — писал Б. А. Федорович. — Только на ровном плато или на плоской поверхности речной террасы такая пыль остается почти не переотложенной водой. Во всех же остальных условиях дождевые воды немедленно начинают перерабатывать этот же не уплотнившийся пылевой субстрат. . . В итоге мы имеем право говорить о лёссах аллювиальных, пролювиальных, делювиальных и эоловых. Но надо твердо помнить, что, как правило, мы будем встречать в природе не чистые, а смешанные типы» (1950, стр. 97).

Классификация среднеазиатских лёссов и лёссовидных пород разработана Г. А. Мавляновым (1950). Он предлагает следующую схему:

I. Лёссовые породы

1. Эоловый лёсс
2. Проллювиальный лёсс

II. Лёссовидные породы

1. Проллювиальные
2. Делювиальные
3. Аллювиальные
4. Элювиальные
5. Эоловые

Для каждой из этих разновидностей присущи свои геоморфологическое строение, геологическая характеристика, гранулометрический, минералогический и солевой состав, физико-химические и механические свойства.

Аналогичную, но еще более детальную схему предложил И. И. Трофимов (1950), который подразделяет лёсс на лёсс дальнего происхождения и смешанный. Лёссовидные породы он подразделяет на аллювиальные, озерно-аллювиальные, элювиальные, делювиальные, проллювиальные и смешанные (тесно переслаивающиеся).

Суммируя, можно сказать, что для образования лёсса необходимо одновременное и близкое существование области оледенения (современной или древней) и области пустыни или полупустыни (современной). Оледенение дает мусть, отлагающуюся в виде речных отложений. Пустыня или степь несет ветер и сухость, необходимые для выдувания и переноса пыли.

Материал для образования лёсса получается в результате выдувания аллювиальных отложений, которые подстилают все наши пустыни; следовательно, недостатка в материале для образования лёсса нет.

Средством переноса пыли служит ветер. В пустынях сильные ветры почти с постоянным направлением представляют собой обычное явление. Нередко они переходят в песчаные бури, длящиеся несколько дней и переносящие громадные количества материала, подобно половодьям в реках (рис. 71).

Областью накопления лёсса служат низкие предгорья, часто с хорошо развитым травянистым покровом, задерживающим пыль на склонах и водоразделах. Такие предгорья непрерывным кольцом окружают с юга и юго-востока все наши пустыни.

Наличие этих трех факторов делает несомненным существование эолового лёсса. Это настолько очевидно, что его признает даже такой противник эоловой теории, как И. П. Герасимов (Герасимов и Марков, 1939). Вопрос заключается только в количестве эолового лёсса; по мнению И. П. Герасимова, как уже было сказано выше, оно ничтожно. С этим нельзя согласиться.

Приведенные выше анализы аллювия Кара-Кума и низовьев Аму-Дарьи показывают, что в его состав входит значительное количество алевритов и глин. Сейчас трудно точно подсчитать его, но, учитывая, что прослойки глин и алевритов многочисленны, что мощность их нередко достигает нескольких метров и что в песках содержание пылеватых частиц около 10—15%, не будет преувеличением, если принять среднее содержание этих частиц в аллювии равным 30—40%, т. е. грубо — одной трети. Тогда общее количество их будет равно половине выдуваемого песка.

Таким образом, количество лёсса будет равно приблизительно половине количества песка, заполняющего наши пустыни. Количество это достаточно велико.

Далее можно сделать и другой важный вывод: образование эоловых песков и образование лёсса — это две составные части одного и того же процесса, начинающиеся и протекающие одновременно и неразрывно. Если где-нибудь образуются бугристые или барханные эоловые пески, значит в другом месте, по направлению господствующих ветров, нередко за сотни километров, отлагается лёсс. И обратно, нахождение лёссовых толщ эолового происхождения обуславливает одновременное существование песчаной пустыни.

Происхождению лёсса посвящено большое число работ. Среди основоположников эоловой теории можно назвать Рихтгофена (Richthofen,

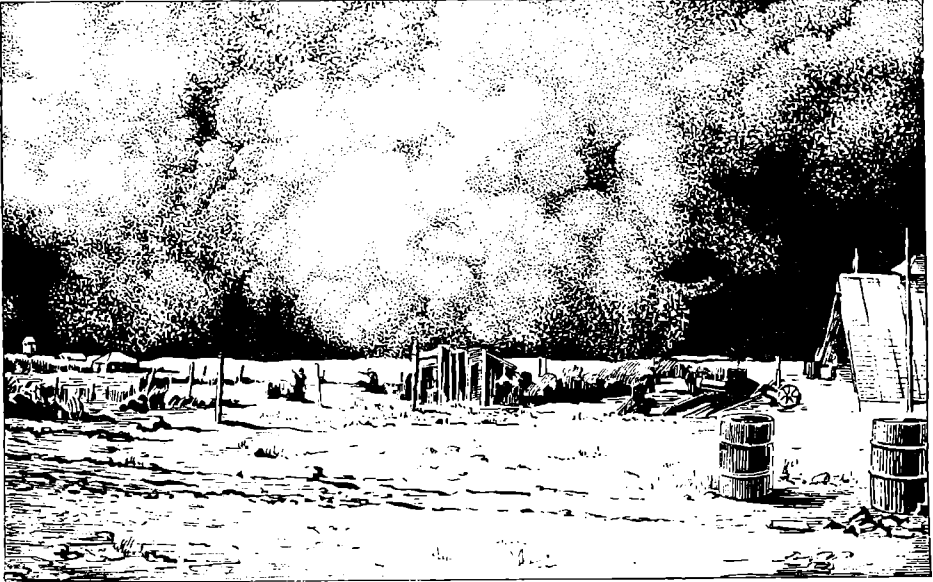


Рис. 71. Пыльная буря на равнине штата Канзас в апреле 1936 г. Этой бурей миллионы тонн пыли перенесены на сотни километров. По Лобеку (Lobeck, 1939).

1877), В. А. Обручева (1911, 1950 — литература), И. В. Мушкетова (1906). Сторонниками почвенной теории являются Л. С. Берг (1916, 1926), И. П. Герасимов (1939, 1, 2; 1946). Водное происхождение поддерживают И. А. Преображенский (1914) и Ю. А. Скворцов (1932). Последняя зарубежная сводка дана в симпозиуме по лёссу — «Symposium on loess» (1944).

Возраст среднеазиатского лёсса определяется с трудом, так как органические остатки в нем встречаются очень редко. Растущая на его поверхности трава и кустарники истлевают до захоронения, а часть и внутри лёсса благодаря его пористости. То же самое происходит и с костями наземных животных. Только наземные моллюски иногда сохраняются, но и они мало дают для определения возраста. Больше остатков в озерном и речном лёссе и в прослойках речных отложений, встречающихся в его толще, но и они редки. Фауна лёсса описана Л. С. Бергом (1946).

Возраст верхней границы более ясен, так как во многих областях образование лёсса происходит и в нашу эпоху, одновременно с образованием эоловых песков. Возраст нижней границы менее ясен.

Для Западной Европы и южной части Русской платформы русскими и иностранными геологами принимается многократное образование лёсса.

Каждой ледниковой эпохе соответствует свой лёсс. На Украине, в ряде разрезов толщина лёсса мощностью до 30—40 м подразделяется двумя почвенными горизонтами на три части. Каждая часть соответствует эпохе оледенения, а каждый почвенный горизонт — межледниковой эпохе. Изучение фауны моллюсков и позвоночных, встреченной в европейском лёссе, показало присутствие в ней ряда тундровых форм — мускусного быка, северного оленя, лемминга. Поэтому считают, что европейский лёсс образовывался в условиях сухой, холодной, тундровой степи, т. е. в тех условиях, в которых Хоббс (Hobbs, 1931) наблюдал образование современного лёсса в Гренландии.

В Китае установлены три лёссовых горизонта. В нижнем из них, среди костей млекопитающих, были найдены остатки синантропа (*Sinanthropus*), по возрасту относящиеся к нижнечетвертичным отложениям. Фауна, в основном связанная с теплым климатом, пустынная или степная.

В Средней Азии устанавливается несколько лёссовых горизонтов, не менее двух-трех. Древнейшие из них относятся к нижнечетвертичным, а скорее всего даже к плиоценовым отложениям. Наличие в южных хребтах Средней Азии, в частности на Памире, плиоценового оледенения сейчас не вызывает сомнений. В настоящее время выдувание аллювиальных и коренных отложений происходит на сравнительно небольшой площади и в небольших размерах. Основные массивы песка гораздо древнее и, аналогично лёссу, относятся к различным эпохам четвертичного и, возможно, плиоценового возраста.

Типичный пример сейчас образующегося лёсса привел Хоббс (Hobbs, 1931). На равнине, у края материкового льда, в Гренландии сплошным покровом развиты песчано-глинистые отложения подледниковых потоков. Очень сильные ветры, нередко переходящие в бури, интенсивно выдувают эти отложения, перенося на большие расстояния песок и пыль. В зоне тундровой растительности пыль задерживается растениями и быстро накапливается в значительном количестве. В одном месте рога северного оленя на треть погребены в тончайшей пыли — современном лёссе.

Очень интересно отметить, что в ископаемом состоянии лёсс почти неизвестен; это, вероятно, связано со своеобразием его распространения вблизи пустынь и областей большого оледенения. В те эпохи, когда пустыни и материковое или региональное горное оледенение отсутствовали, образование лёсса не происходило. И наоборот — в отложениях эпох развития громадных пустынь и регионального оледенения, например в верхнем палеозое и триасе, есть все основания ожидать нахождения в общей толще континентальных отложений пачек коричневатых или желтоватых почти неслоистых тонкозернистых известковистых плотных или пористых пород — уплотненных лёссов. По величине зерна их можно принять за тонкозернистые песчаники или за песчанистые глины, а в действительности это типичные алевриты. М. С. Шведов считает окаменевшим лёссом или лёссовидными суглинками наблюдавшиеся им некоторые породы меловых отложений Таджикистана, карбона и девона Тянь-Шаня, угленосных толщ юры и карбона Караганды и, вероятно, татарского яруса.

Выделение ископаемого лёсса — это одна из будущих задач литологии. Надо сказать, что эта задача достаточно трудна.

В поисках ископаемого лёсса могут помочь следующие его особенности: 1) распространение по окраинам обширных областей развития континентальных отложений, на участках длиной от нескольких десятков до нескольких сотен километров и шириной в десятки километров; 2) отсутствие слоистости в толщах мощностью от нескольких метров до немногих

десятков метров; нередко в лёссовидных породах наблюдается более или менее развитая слоистость; 3) резкое преобладание пылеватых частиц; макроскопически порода похожа на глину, глинистый сланец или глинистый тонкозернистый песчаник; 4) однообразная окраска, желтоватая или коричневатая; 5) почти полное отсутствие фауны и флоры.

Примером ископаемого лёсса четвертичного возраста (плейстоцен) служит суглинок, посящий во Франции и Бельгии название э р ж е р о н и описанный Кайё (Cauyeux, 1929).

В Парижском бассейне эржерон образует покров, облекающий не только все плато в окрестностях Парижа, но и спускающийся по склонам долин к руслу рек без всякого перерыва. Эта сплошность и однородность покрова указывает на полную невозможность образования его путем деятельности ручейков и потоков.

По цвету он тождествен с лёссом, отличаясь только несколько более крупными зернами. Размеры зерен кварца весьма различные — от 0.5 до 0.001 мм и меньше; большинство зерен имеет размеры около 0.05 мм. Кроме того, в нем встречается много переотложенных раковин меловых фораминифер, обломочков кальцита и известково-глинистого цемента. Все частицы, за немногими исключениями, остроуголоватые.

Тяжелые минералы сравнительно редки и представлены цирконом, мусковитом и магнетитом и более редкими турмалином, рутилом, глаукоцитом, анатазом и амфиболом.

Содержание кальцита несколько выше, чем содержание в лёссе, и колеблется от 15 до 21%. Количество глинозема и окислов железа, наоборот, несколько ниже, чем в лёссе. Содержание кремнезема такое же (табл. 36).

Таблица 36

Химический состав эржерона из окрестностей Парижа (в процентах)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O
54.65	7.19	2.87	14.85	1.41	1.44	0.65	0.66	0.11	13.21	2.64

Ископаемым лёссам посвящена небольшая, но интересная статья Л. С. Берга (1948), в которой описаны несколько более или менее достоверных примеров ископаемого лёсса из самых различных отложений, начиная с докембрия и кончая плиоценом. Заслуживают внимания указания на аналогию лёсса с верхнепермскими вапами Поволжья и на нахождение лёссоподобных пород в триасе Донецкого бассейна. Можно назвать также работу Е. И. Орешниковой (1940) и Агафонова и Малышевой (Agafonoff et Malicheff, 1925).

Существенны данные В. И. Попова об изменении «лёссовой» окраски в «краснолёссовую» в процессе диагенеза. Проведенные им сравнительные петрографические и химические исследования современных лёссов Средней Азии и ископаемых их кенозойских представителей показали, что первоначальная палевая окраска переходит в красную в плиоцене, охристо-красную в миоцене и, наконец, в кирпично-красную в палеогене.

С р т о в ы е г л и н ы — своеобразные отложения неогенового или четвертичного возраста, по залеганию, литологическому составу и взаимоотношениям с прилегающими породами очень близкие к лёссу.

Развиты они на склонах возвышенности Общей Сырт. Характерно, что на водораздельной части возвышенности они резко уменьшаются в мощности, иногда полностью отсутствуя и уступая место коренным мезозойским отложениям. По западному и юго-западному склону Общей Сырта они значительно увеличиваются в мощности, достигающей 40—50 м, и распространяются на большие площади. Еще далее на запад, по направлению к Волге, они опесчаниваются и переходят в пески. В области наибольшего развития самая значительная мощность наблюдается на водоразделах. В долинах мощность сыртовых глин быстро уменьшается и они замещаются речными отложениями.

Очень важны и характерны две особенности сыртовых глин, такие же, как у лёссов: 1) уменьшение величины зерна по мере поднятия по склону возвышенности и 2) резкое возрастание мощности на водоразделах. Эти две особенности подчеркивают различие с речными отложениями, величина зерен которых уменьшается по мере спуска по склону и наибольшие мощности наблюдаются в ложе долины, а не на водоразделах. Они свойственны только эоловым отложениям и служат несомненным доказательством эолового происхождения сыртовых глин и первичного лёсса. В структурном отношении сыртовые глины характеризуются столбчатой отдельностью и часто пористостью — признаками, характерными также и для лёсса.

По данным В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1936), в бассейне р. Б. Ир-гиз «сыртовая толща преимущественно представлена карбонатными глинами с известью, рассеянной в породе в виде стяжений — журавчиков и белых пятен. Отмечается, кроме того, постоянное присутствие гипса, то в виде мелких кристалликов и друз, то в рассеянном состоянии». И эти признаки встречаются у лёсса, а огипсованность характерна для пустынных отложений.

Сыртовые глины обладают желто-бурым, коричневато-бурым, красно-бурым и бурым цветом, свойственным и лёссу. Типичные сыртовые глины более тонкозернисты, чем лёсс, но нередко опесчаненные глины, состав которых очень близок к составу лёсса, как это видно из анализа желто-бурой опесчаненной глины с р. Мокрая Маянга (табл. 37).

Таблица 37

Механический состав сыртовых глин бассейна р. Б. Ир-гиз (в процентах)

(по В. Г. Камышевой-Елпатьевской)

Долины рек	Количество анализов	Размеры фракций в мм			
		1.0—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01 и меньше
Р. Жестянка	35	0.97	0.19—13.87	11.04—33.32	53.29—87.37
Р. Голенькая	14	0.5—1.63	1.29—17.25	11.41—32.29	60.3—86.37
Р. Кривая Отрога	58	0.42	0.81—6.02	3.56—30.33	63.59—95.81
Р. Мокрая Маянга	—	—	25—40	—	58—59

Сыртовые глины, скорее всего, представляют собой эоловые отложения, аналогичные лёссу, но образовавшиеся от выдувания аллювиальных отложений, среди которых преобладали глинистые породы. Ближе к основанию Общей Сырта отлагались песчаные частицы; выше по склону, по мере ослабления ветра, — глинистые частицы.

Полупустыни

Полупустыни — это своеобразные области, занимающие промежуточное положение между пустынями и степями, как географически, так и по своим особенностям.

Примером полупустыни может служить северная часть Волго-Эмбенского бассейна, Южные Мугоджары, большие части Тургайского пролива и Казахского мелкосопочника. Количество выпадающих осадков увеличивается по сравнению с пустынями: в Актюбинске оно достигает 220, в Челкаре — 151, в Гурьеве — 167 мм в год. Вследствие этого весной и осенью появляются травяной покров и реки. Летом господствуют сухие ветры; травы и реки высыхают. Постоянные селения редки, встречаются главным образом около озер. Поверхность равнинная, нередко отдельные низкие столовые или мелкосопочные возвышенности и широкие овраги. На равнинах преобладают песчано-глинистые и мелкощелевые отложения, но общий комплекс осадков полупустынь так же разнообразен, как комплекс осадков пустынь. Значительно большее развитие получают озерные отложения и отложения русел рек. Зато резко сокращаются площадь распространения и мощность золотых песков. Почти полностью отсутствуют отложения такыров и равнинных шоров. Прибрежные и озерные шоры нередки.

Ископаемые отложения полупустыни почти невозможно отличить от отложений пустыни и их приходится рассматривать как единый комплекс.

Долины нижних течений больших рек

Они пересекают почти все большие пустыни земного шара. Так, долины Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи и частично Теджена, Мургаба, Чу и Или пересекают наши среднеазиатские пустыни. Характерная особенность этих рек заключается в непрерывном и быстром изменении положения их русел. Это объясняется общим равнинным рельефом пустынь и тем, что русла рек находятся выше прилегающих областей. Вследствие этого изменения отложения речных долин распространяются и на такие большие площади, что становится трудным обособление их от отложений дельты.

Примером отложений речных долин могут служить отложения Аму-Дарьи, описанные выше.

Типичным примером древней речной долины служит Узбой, детально описанный в выдающейся работе А. С. Кесь (1939). Узбой начинался в южной части оз. Сары-Камыш в виде хорошо выраженного русла, на высоте 67—73 м над уровнем Каспия; ширина русла 1,5—2 км; местами оно сужается до 150—200 м; берега его сложены песками и имеют высоту 4—6 м. Длина Узбоя около 500 км (рис. 72). В эпоху повышения уровня Каспийского моря Узбой впадал в залив Келькор (сейчас — шор); в эпоху низкого стояния уровня Каспия Узбой пересекал Келькор, протекал по руслу Ак-Пам и Красноводскому заливу и впадал в Каспий южнее Красноводска. Красноводский залив, с его ничтожным увеличением глубины, представляет собой нижнее течение, скорее всего дельту Узбоя, затопленную сейчас морем.

На всем своем протяжении Узбой имеет вид типичной речной долины, по которой, кажется, и сейчас течет река (рис. 73 и 74). Это впечатление создается пресными и солеными озерами, занимающими более пологие и углубленные участки долины. Они разделены перешейками, иногда каменистыми, на месте которых раньше были пороги и даже водопады.

Долина Узбой заполнена террасами или врезана в коренные породы — каракумскую свиту, акчагыл, сармат и в более древние свиты. Поскольку Узбой вытекал из большого озера, подобно современной Неве, вода его

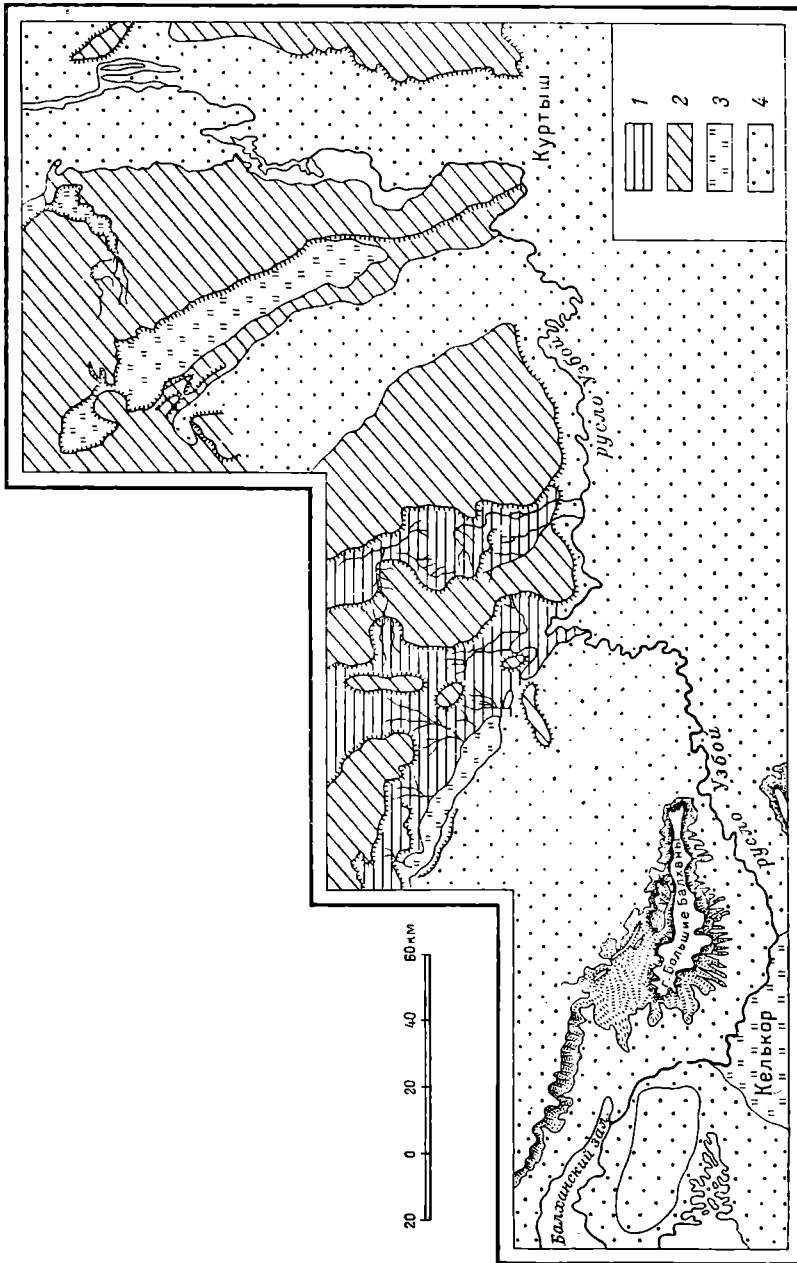


Рис. 72. Русло Узбой. По А. С. Кесь, 1939.
1 — палеоген; 2 — триас; 3 — шоры; 4 — иллы.

отличалась чистотой и наносные террасы образовывались из продуктов разрушения берегов, сложенных коренными породами.

То, что Узбой был руслом проточной реки, типа Невы и Наровы, сейчас признано всеми. С полной несомненностью установлено и то, что те-



Рис. 73. Русло Узбой в нижнем течении. Аэрофот. В. П. Мирошниченко, 1949.



Рис. 74. Русло Узбой в среднем течении. По А. С. Кесь, 1939.

чение в нем прекратилось не менее 2000—2500 лет тому назад. Исследования А. С. Кесь (1939) и С. П. Толстова (1948) показали отсутствие по его берегам городов и селений, начиная с парфянских и моложе; в то же время долины рек Дарьялька и Даудана, впадавших в оз. Сары-Камыш на востоке, изобилуют поселениями.

Причиной прекращения течения реки в Узбое было падение уровня Сарыкамьшского озера, вызванное изменением положения дельты Аму-Дарьи, которое в свою очередь было вызвано медленными опусканиями на месте современного Арала.

Не менее ясно происхождение другой древней речной долины — Келифского Узбоя, расположенного в пустыне, в 15—20 км западнее Аму-Дарьи, на широте г. Келифа. В обычных условиях она имеет вид сухого русла, местами заполненного шорами и соляными озерами. Предполагали, что она представляет собой древнее русло Аму-Дарьи, но в 1908 г., по описанию А. Е. Любченко (1910), экспедиция неожиданно нашла «сухое русло» заполненным рекой с пресной водой. Оказывается, р. Балх во время половодья прорвала плотины и хлынула по старому руслу далеко на север. Вода проникла до кол. Айляк, на широте г. Керки, но и далее, к северо-западу, русло было выражено отчетливо, как и показано на карте, составленной А. Е. Любченко (1910). Из его описания, однако, видно, что руслообразная форма долины сохраняется только местами; он писал: «... громадные пространства низин покрыты водой разлившейся р. Балх, образующей многочисленные заливы, болота и топи. Только в нескольких местах Балх протекает в определенных берегах, но в большинстве и по всему пространству это необозримые болота». В 1909 г., по данным Букинича (1926), русло было уже сухим, «и только целые кладбища погибшей рыбы и свежие заросли верблюжьей колючки напоминали о недавнем пребывании воды». В 1921 г. был новый прорыв, вода дошла только до Али-Кадыма, расположенного у государственной границы. В 1927—1928 гг. по каналу была пропущена амударьинская вода, и берега Келифского Узбоя снова зазеленели, но канал быстро занесло, и опять появились прежние солончаки.

Как далеко на северо-запад протягивается Келифский Узбой, точно не известно. За шором Денгли он теряется под песками. Есть указания, что он разделяется на две ветви, одна из которых идет на Уч-Аджи, другая на Репетек. В настоящее время Келифский Узбой стал частью Большого Каракумского канала.

Весьма важны данные А. В. Сидоренко (1948, 1) о том, что отложения к северу от Келифского Узбоя образованы Аму-Дарьей, а к югу от него — Балхом, Сангалаком и другими реками, начинающимися в Афганистане.

П. С. Макеев указывал на существование нескольких других древних руслообразных впадин в Кара-Куме. Одна из них прослежена от кол. Бенгл до кол. Одынгчи, на расстоянии около 25 км.

Наименее ясно происхождение Унгуза — цепи впадин и шоров, разделенных перемычками, тянущейся в середине Кара-Кума, вдоль подножия Заунгузского плато. Одни исследователи — Ю. А. Скворцов (1929) и П. С. Макеев (1932) — считают Унгуз таким же древним руслом, как Узбой, с которым он соединяется. Большинство других, в том числе Б. А. Федорович (1934), И. П. Герасимов (1937) и С. Ю. Геллер (1940, 2), отрицает речное происхождение и объясняет образование Унгуза преимущественно суффозионно-карстовыми явлениями. Надо сказать, что обе эти точки зрения беспорными объективными доказательствами не подтверждаются и вопрос приходится считать открытым до более детального

изучения отложений в долине Унгуза. Для решения этого вопроса одной морфологии и теоретических соображений недостаточно.

Озерные и наземные дельты

Нередко располагаются среди пустыни, окружены со всех сторон пустынными отложениями и неразрывно с ними связаны. Даже дельты рек, впадающих в большие внутренние бассейны, например в Каспийское море или Персидский залив, с трех сторон окружены пустынными отложениями, сливаются с ними и только по одной стороне ограничиваются морем. Это относится к дельтам Волги, Урала, Эмбы, Узбоя, а также Тигра и Евфрата. Однако эти дельты рассматривают отдельно и не связывают с пустынным комплексом. Это не совсем правильно, так как в ископаемом виде географическая пространственная связь их с пустынными отложениями будет гораздо больше, чем с морскими.

Аму-Дарья и Сыр-Дарья впадают в Аральское море, но это море настолько кратковременно и настолько быстро изменяет свои очертания, что в ископаемом виде его отложения будут так же тесно переплетаться с наземными пустынными отложениями, как и отложения дельт этих рек.

Наземные дельты Теджена, Мургаба, Зеравшана, Чу и Сары-Су, так же как и дельты Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, постоянно и очень быстро изменяют свое положение и очертания. Их отложения теснейшим образом сливаются с отложениями постоянно передвигающихся русел рек, и в результате образуется сплошной покров так называемых древнеаллювиальных или просто аллювиальных отложений, распространяющийся на многие сотни и тысячи километров в длину и ширину.

Наземная дельта р. Балх и других близко расположенных афганских рек представляет собой широкую глинисто-песчаную равнину, расположенную в юго-восточном Туркменистане, к северу от г. Кушки, и называемую Обручевской степью. Она изучена А. В. Сидоренко (1948). По его данным, преобладают пески и подчиненное значение имеют глины. Пески желтовато-серые, светлокоричневые и грязно-серые, мелкозернистые, плохо отсортированные, реже среднезернистые (табл. 38). Во всех образцах постоянно присутствует от 10 до 20% тонкозернистого материала.

Таблица 38

Механический состав песков наземной дельты р. Балх (в процентах)

Местность	Размеры фракций в мм			
	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01 и меньше
Кол. Барс	8.15	80.76	5.55	5.54
Кол. Али-Кадым . .	0.26	64.52	18.34	16.84
Скв. 19	3.72	69.54	15.46	11.98
Кол. Сеид	42.38	43.15	3.55	10.92
Кол. Баба-Кую . . .	—	29.91	48.15	26.94
Кол. Сеид	—	17.60	19.19	63.21
Кол. Халдар	—	8.83	51.63	39.54

Все пески глинисты, причем содержание глинистых частиц значительно. Зерна плохой окатанности, чистые, без железистой корки. Много слюды и микроклина. Содержание тяжелых минералов достигает 9.5%.

Глины серо-желтые с голубоватыми и розоватыми прослоями, сильно песчаные (табл. 39).

Таблица 39

Механический состав глин наземной дельты р. Балх (в процентах)

Местность	Размеры фракций в мм		
	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01 и меньше
Донгауз-Сырт	—	31.32	69.68
Кол. Али-Калым	—	31.58	68.48
Кол. Сеид	—	30.75	69.25

А. В. Сидоренко (1948) называет отложения Обручевской степи обручевской свитой. Оба названия предложены в честь В. А. Обручева, который первый дал их характеристику.

Обручевская степь и обручевская свита описаны также в работе Ф. И. Левченко (1912): «К югу от Келифского Узбоя, с его сложной сетью рукавов и заливов, расстилается широкая песчаная равнина, сливающаяся с бугристыми песками на западе и уходящая в пределы Афганистана на юге и востоке. Поверхность степной равнины выстлана тонкозернистым пылеватым песком и лишь изредка попадаются котловины с глинистым дном, так называемые „такыры“. Поверхностные пески настилают собой свиту перемежающихся между собой глин, песков и лёссов довольно однородного состава. Характерной особенностью в напластовании этих образований является беспорядочность их смены одних другими в пространстве и в глубину». Строение свиты освещается тремя скважинами глубиной до 14 м и несколькими разрезами почв глубиной до 2 м. Механический состав пород, составляющих разрез 8, у Чанач-Аджи, приведен в табл. 40.

Таблица 40

Пример разреза обручевской свиты

(по Ф. И. Левченко, 1912)

Разрез	Глубина в см	Размеры фракций в мм					
		1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	0.001 и меньше
Желтый мелкозернистый песок . . .	0—45	5.65	76.20	6.84	4.35	0.72	2.38
Серовато-желтый лёссовидный песок	45—60	3.22	39.53	35.01	7.91	8.86	1.34
Серовато-желтый пористый песок . . .	60—75	0.77	18.58	42.95	12.80	19.38	1.57
То же	75—90	0.29	21.45	32.97	31.35	6.50	
То же	90—100	2.63	7.29	33.34	43.78	3.10	
Лёссовидный слоистый песок	110—175	—	—	—	—	—	—
Желтовато-коричневая плотная слоистая глина	175—210	0.00	0.62	10.71	7.11	11.46	76.24

Обручевская степь представляет собой только северную окраину наземной дельты Балха и Сангулака. Этим объясняется высокая тонкозернистость осадков обручевской свиты. Анализ галек, изредка встречающихся на ее поверхности, приведен выше.

Севернее наземной дельты Балха расположена наземная дельта Мургаба, на которой расположен г. Мары (Мерв). Отложения, слагающие дельту, охарактеризованы А. В. Сидоренко (1948). Они представлены песками, суглинками и глинами, обладающими значительной пестротой и невыдержанностью granulометрического состава.

Пески мелкозернистые, реже средне- и тонкозернистые, плохо отсортированные (табл. 41), зерна остроугольные или полуокатанные, реже хорошо окатанные. Пески обычно неслюдястые; в легкой фракции, кроме кварца, много кальцита; минералогический состав неустойчив.

Таблица 41

Механический состав песков дельты Мургаба (в процентах)

Местность	Размеры фракций в мм			
	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01 и меньше
Кизыл-Юлдус	0.80	94.07	0.37	4.76
То же	19.82	75.35	—	4.83
Кизыл-Тепе	—	65.74	23.50	10.76
Скв. 40	—	58.71	17.91	23.38
Курбан-Кала	—	40.85	20.97	38.18
Куйлю-Тепе	—	43.79	23.51	32.70

Пестрота granulометрического и минералогического составов указывает на незначительное расстояние переноса.

Дельты рек Мургаба и Теджена описаны в работах И. Карка (1910), Б. А. Федоровича и А. С. Кесь (1934), Е. В. Лобовой (1940) и И. П. Герасимова (1940). Дельты представляют собой низкие неправильные конусы выноса, с лапчатым наружным краем. Длина их достигает 120—150, ширина 150—200 км, а сжимающимися конусами выноса копетдагских рек — до 400 км (рис. 75). Мощность небольшая, судя по данным буровых скважин, не больше 120—140 м, обычно значительно меньше. Резко преобладают тонкозернистые песчаные породы — серые и желтоватые пески, палевые алевроиты, песчаные глины. Чистые глины и мелкосопочные конгломераты редки и небольшой мощности. Дельты налегают и отчасти врезаны в древний аллювий Аму-Дарьи, так же как дельты Балха и других афганских рек.

Характер верхней части отложений дельты Теджена хорошо иллюстрирует разрез колодца на поверхности такыра, записанный А. В. Сидоренко:

Желто-серый суглинок. Содержание частиц диаметром 0.01—0.005 около 19% и частиц 0.25—0.01 — 33%	0—63	см
Светлосерый пылеватый песок. Частиц 0.5—0.25 мм — 65%; 0.25—0.05 — 23%	63—133	»
Кирпично-красная тяжелая глина	133—143	»
Светлосерый песок	143—173	»
Темнобурая пылеватая глина	173—218	»
Крупнозернистый песок	218—248	»

Темнобурая глина	248—278 см
Среднезернистый косослоистый серый песок. Пропластки по слоистости, состоящие из глиняных катунов	278—323 »
Коричнево-серая супесь	323—328 »
Крупнозернистый косослоистый песок с линзами мелкой гальки, состоящей из изверженных пород	328—390 »
Коричневая глина	390—433 »
Светлосерый мелкозернистый песок	433—485 »
Желтовато-серый суглинок	485—576 »
Светлосерый пылеватый песок	576—815 »

В этом разрезе глинистые прослои без фауны можно рассматривать как отложения такыров, а светлосерые пески — иногда косослоистые и с линзами мелкой гальки — как отложения речных протоков.

Заслуживает быть отмеченным сходство такыровых глин с озерными. Первые отличаются меньшей сортированностью и отсутствием пресноводной фауны.

В результате экспедиционных исследований П. С. Макеева (1932) была намечена северная граница дельт Мургаба и Теджена. Она расположена далеко в пустыне, в 120—150 км к северу от г. Мары и г. Теджена. Ширина объединенных дельт от Уч-Аджи до Ашхабада около 400, длина — 150 км (рис. 75). На всей этой громадной площади развиты серые плотные песчано-глинистые отложения мощностью не больше 3—4 м. подстилающиеся на юге жел-

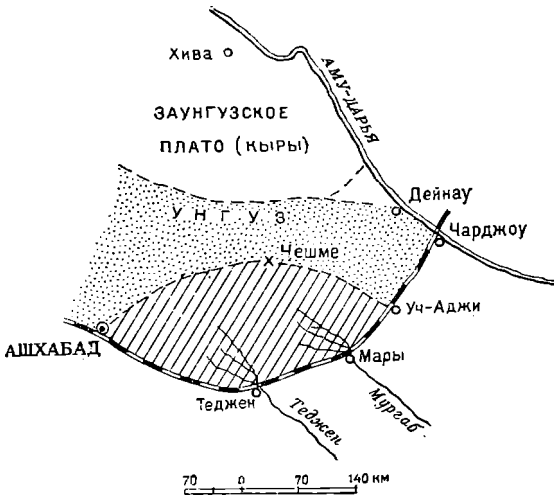


Рис. 75. Дельта Мургаба и Теджена. По П. С. Макееву, 1932.

Заштрихованная площадь — дельтовые песчано-глинистые отложения с пресноводной фауной.

тыми мало слюдистыми песками, а на севере через тонкие прослои шоколадных глин — серыми слюдистыми песками. На них залегают более рыхлые бурые и желтые пески с фауной, но перебитой и, скорее всего, во вторичном залегании. Фауна и флора пресноводные; *Limnaeus*, *Planorbis*, реже *Anodonta*, *Chara*, зубы и кости мелких рыб; местами она переполняет породу.

В настоящее время дельтовые отложения усиленно выдуваются и обломки, а иногда и целая ракушка устилают поверхность такыров и даже песчаных гряд. В ископаемом состоянии такие отложения такыров и эоловые пески похожи на речные, так как отличить вторичные скопления выдутой, но целой ракушки от ракушки в первичном захоронении почти невозможно. Весьма вероятно, что бурые пески с битой ракушкой, залегающие на серых плотных песчано-глинистых отложениях, уже эолового происхождения.

Поражает незначительная мощность дельтовых отложений, в основном сложенных песками, по окраинам дельт не превышающая 3—4 м. Это концы русел рек, теряющихся в пустыне; они отмечают границу максималь-

ного проникновения рек в пустыню. С. Ю. Геллер указывает на подобное нахождение пресноводной фауны в понижениях между грядовыми песками в Сахаре.

Аллювиальные отложения, или аллювий, в пустынях пользуются очень большим, преобладающим распространением. В наших пустынях они резко преобладают над всеми другими отложениями и даже над эоловыми песками. По своему составу они необыкновенно разнообразны, включая в себя все отложения, начиная от коллоидных глин и кончая грубыми брекчиями и конгломератами. Преобладают средне- и тонкозернистые пески и алевроиты, обычно называемые глинами или суглинками. Настоящие глины, брекчии и конгломераты встречаются несравненно реже. Основные разновидности аллювия описаны выше, в соответствующих разделах.

Базисные бассейны

Эти бассейны служат базами эрозии для бессточных впадин, которые нередко бывают весьма значительных размеров; они обуславливают соответствующие размеры базисных бассейнов, достигающих в длину нескольких сотен километров. Основная особенность таких бассейнов заключается в необыкновенной изменчивости очертаний, размеров и степени солености. Примерами их служат Лоб-Нор, Сейстан, Аральское море и даже Каспийское море, особенно в его северной и восточной частях. Эти примеры рассмотрены в разделе об озерах. Эти озера в основном солоноватые, почти пресные, но отдельные обособляющиеся их части становятся горько-солеными и нередко полностью высыхают. Вторая особенность — большие размеры; многие десятки километров в длину — это минимальные размеры, чаще встречаются озера длиной в сотни километров, а иногда образуются гигантские бассейны длиной свыше 1000 км, которые уже называют морями, например Каспийское море, казанское верхнепермское море. Третья особенность — это повышенная карбонатность и тонкозернистость осадков. Преобладают слоистые тонкозернистые известняки, мергелистые известняки, мергели, известковистые глины; нередко ракушники.

Интересны верхнепермские моря восточной половины Русской платформы — казанское море и безымянное озеро татарской эпохи, которое можно назвать «сарминским озером», по имени сарминского яруса. Оба эти озера обладают всеми признаками базисных бассейнов и указывают на то, что в конце пермского периода восточная часть Русской платформы представляла собой обширную бессточную депрессию, средняя часть которой была занята сокращавшимися в размерах солоноватыми бассейнами. Вокруг этой депрессии были расположены повышенные области, а на востоке — Уральские горы. У подножия этих гор простирались безбрежные плоские, слабо наклоненные предгорные равнины — типичные щебнево-глинистые пустыни. В строении этих равнин принимали участие многочисленные наземные, реже озерные, дельты, существование которых убедительно доказано Л. В. Пустоваловым (1937).

Пониженная соленость воды в бассейнах пустынных областей может быть объяснена только впадением в них больших равнинных рек, таких, как Волга, или горных — как Аму-Дарья и Сыр-Дарья. Существование рек, питавших базисные бассейны прошлого, обязательно, но где они протекали, где были их обширные долины и еще более обширные дельты — мы до сих пор не знаем.

Второстепенные озера

Расположены в местных небольших депрессиях и впадинах на поверхности пустынных равнин. Эти впадины образуются чаще всего в результате процессов выдувания или карстовых процессов. Размеры таких озер невелики, обычно немногие километры в поперечнике. Вода в них всегда горько-соленая, опресняющаяся во время дождей. Отложения щебневые, песчаные и глинистые, всегда соленосные, нередко с залежами различных солей небольшой мощности. В общем комплексе пустынных отложений имеют второстепенное значение.

Лагуны, береговые озера и солончаки

Возникают там, где пустыня соприкасается с морем, например по восточному берегу Каспия или по берегам Красного моря и Персидского залива. Они располагаются друг за другом в виде полосы длиной в сотни километров, но незначительной ширины, не больше нескольких десятков километров. Отложения их состоят из песков и глин, обычно соленосных и содержащих линзовидные залежи различных солей. Если лагуны находятся в областях опускания, то мощность их отложений и, в частности, соляных залежей, достигает очень больших размеров. Береговые солончаки часто называют шорами. Они упомянуты в разделе о шорах.

Для нас важно отметить, что отложения этих лагун и солончаков теснейшим образом связаны с наземными пустынными отложениями, переходят в них по простирацию, чередуются и переслаиваются с ними. Вследствие этого отложения самих лагун и участков суши, их разделяющих и к ним примыкающих, нередко смешивают и определяют только как лагунные.

Лагунные отложения развиты лишь по окраинам областей пустынных отложений и с другой стороны ограничены морскими отложениями.

Берега морей

Берега морей, так же как и лагуны, местами окаймляют пустыни на расстоянии многих сотен километров. На всем протяжении типичные морские отложения теснейшим образом связаны с пустынными и последние обычно принимают за морские отложения. Иногда морские трансгрессии глубоко проникают вглубь пустыни и их отложения образуют клинья среди пустынных песков и глин. В таком случае весь разрез относят к морским отложениям, что, конечно, ошибочно. Так, в разрезе верхнедевонских отложений Ленинградской области имеются пачки с морской фауной, однако это не исключает того, что пачки красноцветных песчаников и глин, с ними чередующихся, представляют собой пустынные отложения.

В тропических областях пустыни ограничиваются коралловыми рифами. Вследствие этого возможно переслаивание рифовых известняков с пустынными песчаниками и глинистыми сланцами.

Примеры отложений современных пустынь

Отложения пустынь СССР отличаются своим разнообразием и характерны для умеренного климата. Среди них встречаются все тринадцать описанных выше типов.

П р и к а с п и й с к а я н и з м е н н о с т ь, окружающая Северный Каспий, на западе и севере представляет собой в основном полупу-

стыню и степь, на востоке она становится настоящей пустыней. Небольшие реки — Эмба, Сагыз, Узень — не доходят до моря и теряются в гигантском солончаке Тентек-Сор. В пределах низменности развиты почти все тринадцать типов пустынных отложений, но каждый из них на небольшой площади. Разрезы многочисленных скважин состоят из чередования мелководных морских отложений и отложений щебнево-глинистых равнин. Значительно реже встречаются пресноводные отложения, золотые пески и отложения горько-соленых озер и лагун. Общая мощность сравнительно велика — 150—200 м.

Приаралье, Мугоджары и Тургайская впадина составляют своеобразную область, весьма разнообразную по своим отложениям. Преобладают полупустыня и степь, но достаточно распространена типичная пустыня, представленная бугристыми песками — Приаральским Кара-Кумом и Большими Барсуками. Широко распространены озерные и местами речные отложения.

Казахский мелкосопочник входит в пустынную область только своей южной половиной, на севере он относится еще к полупустыне. Отложения однообразные, преимущественно равнинные, щебнево-глинистые, реже озерные и речные. Большую площадь занимают участки разрушения.

Прикаспий, Приаралье и Казахский мелкосопочник образуют северную зону советских пустынь, отличающуюся более значительным количеством атмосферных осадков; поэтому она служит переходом в полупустыню и даже степь.

Центральная зона наиболее типична и отличается наименьшим количеством осадков и наибольшим развитием эоловых песков.

На западе она начинается Мангышлаком, так живописно охарактеризованным Б. А. Федоровичем (1948, 2): «Если вы захотите составить себе впечатление о всех типах пустынь земного шара, о черных скалистых, голых горах, о сверкающих белизной или нежнорозовых вычурных „каменных городах пустынь“ с затейливыми гигантскими башнями, обелисками и замками; если вы захотите увидеть все формы рельефа песков и все типы солончаков, увидеть классические примеры куэст и чинков, посетить сухие котловины, спускающиеся на 130 м ниже уровня океана, попробовать твердость такыров и посмотреть на мрачность гаммады, в полной мере ощутить великую работу ветра в пустыне — то лучшего выбора чем Мангышлак вы не сделаете». Эта действительно своеобразная, красивая и дикая область отличается широким развитием пустынных гор (областей разрушения), щебнево-глинистых равнин и разнообразных впадин, такыров и шоров; распространены здесь и прибрежноморские и лагунные отложения. С Мангышлаком тесно связан Кара-Богаз-Гол — одна из крупнейших впадин, бассейн мощного накопления солей.

Устюрт — гигантская столовая возвышенность — представляет собой громадную область разрушения. Образующаяся на его поверхности каменистая пустыня и большие солончаки обречены на скорое разрушение. В разрезах будущего на месте Устюрта будет наблюдаться резкий перерыв — на палеогене будут залегать послечетвертичные отложения, те самые, которые в соседних областях будут накрывать четвертичные отложения. Этот крупный перерыв будет платформенным без ясных угловых несогласий.

То же самое будет происходить на месте современных столовых гор, так называемых «кыров», и, в частности, на месте наибольшего из них — Заунгузского плато. Наличие больших областей перерыва среди отложе-

ний пустынь прошлого почти обязательно. Это важное явление нами не учитывается в должной степени.

Еще менее ясные угловые несогласия будут там, где послечетвертичные отложения будут лежать на различных горизонтах неогена. Зато в тех местах, где они будут залегать на складчатых отложениях нижнего мела. юры, триаса и палеозоя, угловые несогласия будут крайне резкими и легко наблюдаемыми. Такие взаимоотношения появятся на месте современных пустынных складчатых гор — Кара-Тау и Ак-Тау, Мангышлака, Краснодарских возвышенностей, Большого и Малого Балханов, Туар-Кыра и других возвышенностей. Площадь, занятая ими, меньше, чем площадь Устюрта и Заунгузского плато, но все же значительна.

Западный Туркменистан — это область гигантских предгорных равнин, громадных такыров и не менее больших береговых шоров. Эоловые пески имеют второстепенное значение. Покрывая молодые антиклиналы высотой в 150—200 м, они образуют высокие гряды, но и эти гряды обречены на быстрое разрушение. Мощность пустынных отложений невелика.

К а р а - К у м — это область наибольшего развития эоловых песков, но и здесь пески уступают первое место аллювиальным отложениям, везде залегающим под песками, а часто и между ними. Аллювиальные отложения необыкновенно разнообразны и представлены всеми типами русловых, дельтовых, озерных и солончаковых отложений. Несмотря на громадную площадь распространения, а скорее всего вследствие этого, мощность их невелика. В Кунядарьинской дельте, в обрывах Дарьялыка, она не превышает 50—60 м.

Окраска аллювиальных и эоловых отложений поразительно однообразна: желтоватая, коричневатая, реже серая и темносерая, алевроиты и глины часто характерного палевого (кремового, розоватого) цвета; молодые речные и эоловые пески более светлые, стально-серые. Красные тона отсутствуют.

К ы з ы л - К у м хотя и отделяется от Кара-Кума одной долиной Аму-Дарьи, однако довольно значительно от него отличается, особенно в южной половине. Это отличие прежде всего заключается в окраске. Преобладают красные оттенки: красновато-рыжий, яркооранжевый, желтовато-красный, а иногда даже кирпично-красный. Отчасти это объясняется выветриванием многочисленных пустынных возвышенностей, сложенных палеозоем, а по окраинам меловыми красноватами. На севере Кызыл-Кума, где снова преобладает аллювий древних русел Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи (Джаны-Дарья), там опять появляются главным образом желтовато-серые тона.

Для северных районов Кара-Кума и Кызыл-Кума характерно развитие отложений с обильной пресноводной и солоноватоводной фауной. Многочисленные раковины дрейссен, неритин, анодонт, лимней, планорбисов и *Cardium edule* переполняют всю долину Узбоя, дно и склоны Сарыкамышской впадины, старые русла Кунядарьинской и Амударьинской дельт, побережье Арала и старые русла Сыр-Дарьи. Таким образом, в пустынных отложениях нахождение пресноводной и солоноватоводной фауны возможно на значительной площади, и одно нахождение пресноводной фауны отнюдь не исключает пустынный характер всей области. Оно только указывает на существование среди пустыни или по ее окраинам обширных пресноводных и солоноватоводных бассейнов.

М у ю н - К у м в переводе означает «шейные пески»; эта пустыня названа так потому, что песчаные гряды ее поверхности изогнуты, как шея верблюда. Она занимает сравнительно небольшую площадь в южной

части бассейна р. Чу. Ближе к горам, ограничивающим ее с юга, пески сменяются щебнево-глинистой равниной, уступами наклоненной к реке, и далее к югу — лёссовыми адырами.

Бетпак-Дала («илистая равнина») простирается к северу от долины р. Чу, незаметно переходя в Казахский мелкосопочник. Это область щебнево-глинистой пустыни и небольших почти погребенных возвышенностей. Для ее изучения и освоения большую работу провели советские ученые-энтузиасты, в частности Д. И. Яковлев, и вполне справедливо Б. А. Федорович (1948, 2) назвал Бетпак-Дала «пустыней энтузиастов».

Балхаш-Алакульская впадина — это последняя область центральной зоны наших пустынь. Обширные равнинные впадины несут на себе большие озерные бассейны, речные дельты, речные русла, обширные предгорные равнины, а местами значительные участки эоловых песков. Интересно отметить, что на дне Балхаша в некоторых участках отлагаются доломиты, известняки и сапропель — будущие горючие сланцы. Все они входят в состав пустынных отложений.

Южная зона наших пустынь отличается от центральной значительно меньшим развитием эоловых песков, которые встречаются только на небольших участках. Резко преобладают щебнево-глинистые предгорные равнины, нередко тянущиеся на многие десятки километров от гор и на многие сотни километров вдоль гор. Но наиболее характерно массовое развитие лёсса и лёссовидных пород, слагающих верхнюю часть предгорных равнин и своеобразные холмистые предгорья — адыры и чули. Вследствие расположения на больших высотах эта зона представляет область накопления, нередко обладает большим количеством атмосферных осадков и относится скорее к полупустыням, образуя переход к горным областям с нормальным количеством осадков.

Весьма тесно лёссовая зона связана с горными подножиями, местами даже сливаясь с ними, например в Южной Фергане. Нет сомнения, что щебнево-глинистые предгорные равнины во многих случаях представляют собой поверхность окраины горных подножий.

На западе южная зона начинается предгорьями Копет-Дага. Здесь ширина ее незначительна и она скоро сменяется такырами Кара-Кума.

В предгорьях Парапамиза она значительно расширяется, включая в себя предгорные равнины и останцовые возвышенности Карабиля и Бадхыза. На развитие мощного лёссового покрова здесь было указано В. А. Обручевым еще в 1890 г.

Далее на восток южная зона охватывает предгорья возвышенностей и нижние части долин юго-западного Таджикистана и слагается лёссом, речными и озерными отложениями. Предгорные равнины развиты слабо.

Зато в юго-западном Узбекистане, между Кугитангом и Бухарским оазисом, расположена крупнейшая предгорная равнина, полого наклоненная к Аму-Дарье. Это типичная область накопления отложений временных потоков, наглядно демонстрирующая, на какие громадные расстояния переносятся продукты разрушения, казалось бы, почти при полном отсутствии воды. На окраинах равнины наблюдаются небольшие участки эоловых песков и отдельные горько-соленые озера.

Долина Зеравшана представляет собой сплошной оазис и область накопления речных русловых отложений, нередко состоящих из галечников и грубозернистых песков. На склонах долины развит лёссовый покров.

После небольшого перерыва, образованного пустынными низкими голыми Нуратинскими горами, простираются необъятные пространства Голодной степи. «Кончились горы, пропали узкие полоски зелени, и мертвая плоская пустыня раскрылась под нами. Она началась полосой белых и серых солончаков и иззубренными яркорозовыми лепешками высохших самосадочных соляных озер. А за ними пошла такая ровная желтовато-серая гладь, что сколько ни всматривайся в нее, не увидишь ничего . . . Когда-то ее бороздили протоки Сыр-Дарьи. Но давно ушла река и желтый лёсс скрыл под собой все следы ее работы. Но как всякий адыр, весной расцветает Голодная степь густым ковром трав и цветов» (Федорович, 1948, 2), становясь летом выжженной и мертвой.

Голодная степь — это типичная полупустыня, отличающаяся от северных полупустынь наличием лёссового покрова. На севере Голодная степь ограничивается узкой, едва заметной долиной Сыр-Дарьи, за которой следует область развития отложений постоянных речных потоков системы рек Келес и Чирчик, скрытых под лёссовым покровом значительной мощности.

Еще далее к северу расположены молодые антиклиналы, тоже покрытые лёссом. Они образуют характерную холмистую область, называемую «чули». За чулями лежит долина р. Арысь, лёссовые толщи которой были описаны еще И. В. Мушкетовым.

Обособленно и глубоко в горах расположена Ферганская долина, или Фергана. Современные отложения Ферганы весьма разнообразны. Вдоль подножия горных хребтов протягивается пояс мощных (многие сотни метров) отложений подножий. Нижняя часть его уже имеет пустынный облик и переходит в зону адыров — молодых антиклиналей, одетых лёссовым покровом. За адырами следует щебнево-глинистая равнина, пересекаемая долиной Сыр-Дарьи и сухими руслами ее бывших притоков. В речных отложениях часто встречаются палевые глины и алевроиты, а также тонкозернистые пески; в отложениях притоков иногда заметны небольшие линзочки мелких галечников. Вблизи реки возникают обширные болота, почти сплошь заросшие камышом. Вообще камышовые болота известны и в долине Аму-Дарьи, но особенно большие площади они занимают в низовьях Сыр-Дарьи и в ее современной дельте. Отложения камышовых болот в ископаемом виде представлены углистыми глинами, с тонкими прослоями загрязненного угля. Таким образом, среди пустынных отложений можно встретить также углистые глины и алевроиты, и нахождение их отнюдь не указывает на какое-либо увлажнение климата. Даже остатки настоящей древесной растительности могут быть найдены в отложениях тугаев — пойменных лесных зарослей.

Рядом с пресными озерами и болотами расположены горько-соленые озера и солончаки.

В результате выдувания речных отложений образуются золотые пески, правда занимающие небольшие участки. Они описаны В. А. Наливкиным (1887).

Далее к северо-востоку, в бассейне р. Чу и в Семиречье, количество осадков увеличивается и все предгорья покрываются растительностью; только перед самыми песками равнина приобретает пустынный характер.

Территория Туркменистана может служить хорошим примером разнообразия пустынных отложений. На ее поверхности развиты все 13 типов пустынных областей. Их положение показано на схематической геоморфологической карточке (рис. 76), составленной Б. А. Федоровичем (1935).

Отложения Сахары. Великая африканская пустыня и ее отложения поражают своим сходством со среднеазиатскими пустынями и их отложениями. В ней повторяются все основные комплексы. Различие заключается только в неодинаковом распространении отдельных комплексов, например горные и каменистые пустыни в Сахаре занимают значительно бóльшие площади, чем в наших пустынях. Наоборот, такыры и шоры у нас распространены значительно больше, чем в Сахаре. Един-

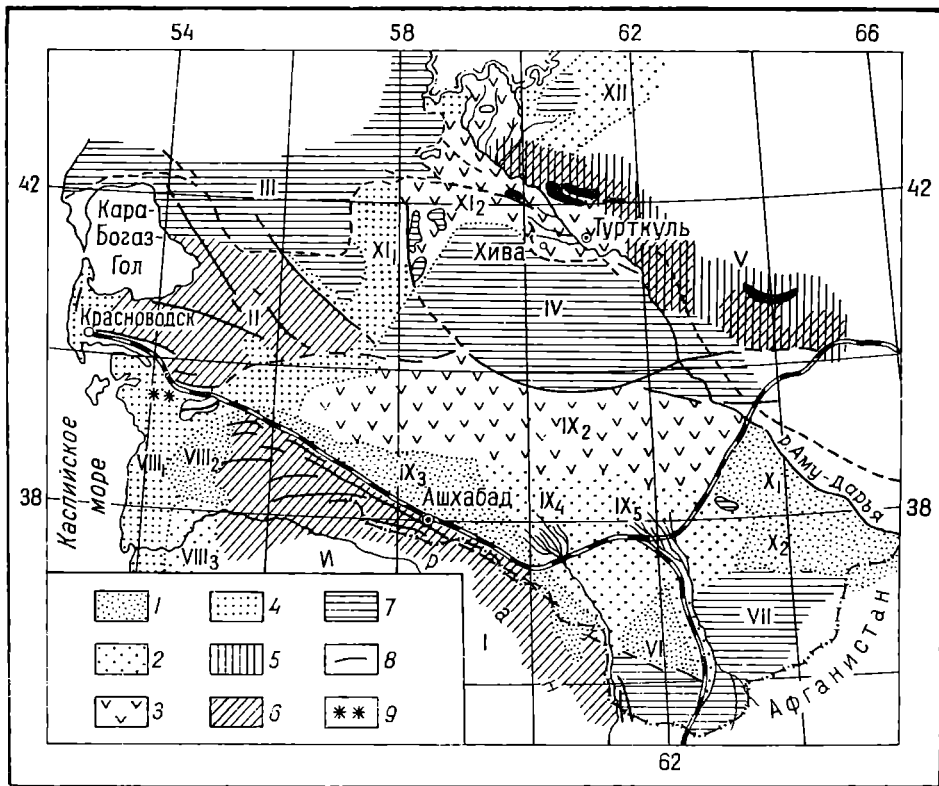


Рис. 76. Схематическая карта основных областей Туркменистана. По Б. А. Федоровичу, 1935.

1 — подгорные выносы; 2 — наземные дельты; 3 — речные пески Амударьи; 4 — морские пески; 5 — выходы палеозоя; 6 — складчатый мезозой; 7 — третичные отложения (плато); 8 — оси складок; 9 — нефтеносные купола.

I — Туркмено-Хорасанские горы; II — Заубойский складчатый район; III — Устюрт; IV — Унгузское плато (кыры); V — Кызыл-Кум; VI — Бадхыз; VII — Карабиль; VIII — юго-западный Кара-Кум; VIII₁ — морские пески; VIII₂ — подгорные выносы; VIII₃ — дельта Атрена; IX — центральный Кара-Кум; IX₁ — морские пески; IX₂ — древние амударьинские отложения; IX₃ — подгорные выносы; IX₄ — дельта Теджена; IX₅ — дельта Мургаба; X — юго-восточный Кара-Кум; X₁ — амударьинские пески; X₂ — подгорные выносы; XI — Хорезмская низменность; XI₁ — Сарыкамышская озерная впадина; XI₂ — дельта Амударьи; XII — древняя дельта Сыр-Дарьи.

ственный комплекс, развитый в Сахаре и отсутствующий в среднеазиатских пустынях — это комплекс эффузивных пород, связанных с молодыми вулканами, распространенными в горах южной части Сахары.

Весьма существенна близость Сахары к океану и большим морям. На востоке она непосредственно примыкает к Красному морю с его барьерными рифами. Золотые пески непосредственно примыкают к рифовым известнякам. На севере Средиземное море то примыкает к пустыне, как,

например, в дельте Нила и в Ливии, то отделяется от нее сравнительно узким поясом Атласских гор. На западе не менее близко подходит Атлантический океан. Это показывает, что и в отложениях прошлого пустынные отложения, расположенные в бессточных впадинах, могут почти непосредственно примыкать к морским, отделяясь от них промжутками в несколько десятков километров, а иногда и прямо переходя в них. Для пустынных бессточных областей отнюдь не обязательно отделение от открытых морей пространствами в сотни километров, как, например, отделены наши и североамериканские пустыни.

Климат Сахары очень близок к климату среднеазиатских пустынь, несмотря на то, что она расположена значительно южнее. Среднее годовое количество осадков почти такое же — около 100 мм, но распределение их менее равномерно. В некоторых областях Сахары нередко в течение года совершенно не выпадает дождей; с другой стороны, отдельные ураганные ливни достигают необыкновенной длительности и размеров и образуют мощные селевые потоки. Несмотря на то, что Сахара расположена в зоне тропиков, для нее также характерны резкие и большие колебания температуры, весьма усиливающие выветривание пород. Зимой бывают ночные морозы, иногда длящиеся в течение 10—14 ночей; вода в колодцах замерзает. Летом в течение дня поверхностные слои песка нагреваются настолько, что температура достигает необыкновенной высоты — до 70°C.

Во время одного сражения в дюнах песок был раскален настолько, что пехотинцы не могли сражаться лежа и, несмотря на приказания, сражались стоя, и все были уничтожены. Они не знали, что уже на глубине нескольких десятков сантиметров температура песка резко уменьшается.

Среди различных типов пустынь наибольшим распространением в Сахаре пользуются щебнево-глинистые пустыни, называемые «рег» («reg») (рис. 77). В Ливийской пустыне на значительных пространствах щебнево-глинистые пустыни покрыты слоем легко подвижной гальки и называются «серир» («serir»); они чрезвычайно труднопроходимы для всех видов транспорта.

Массы золотого песка покрывают громадные площади, называемые «эрг» («erg»). И здесь преобладают неподвижные песчаные гряды, а подвижные пески являются вторичными.

Местами развиты платообразные возвышенности, сложенные горизонтально залегающими известняками или песчаниками. Постоянно дующими ветрами поверхность их очищена от пыли; она представляет собой или голый камень, или покрыта мелким щебнем; в обоих случаях их поверхность лакирована загаром пустыни. Такие пустыни называют «гамада» («hamada») (рис. 78). С гамадами может быть сопоставлена только поверхность плато Устюрта, как это уже отмечалось ранее.

В пустынных горах Южной Сахары и на пустынном южном склоне Атласских гор развиты обширные безводные долины — «вади» («wadi»). Длина наибольших вади измеряется многими десятками километров. У их устья, там, где они открываются в пустыню, образуются обширные наземные плоские дельты — аллювиальные равнины. Важно отметить, что к этим равнинам и приурочены наиболее крупные эрги — площади развития золотых песков. Так, например, в Триполитании, к югу от Бискры, у устья громадного вади Игаргар расположен «Большой эрг» (рис. 79).

Вдоль северо-восточной окраины Сахары расположено несколько небольших, но глубоких округлых впадин, дно которых лежит на много



Рис. 77. «Рег» — щебцево-глинистая пустыня Сахары. Фот. Готье (Gautier, 1935).



Рис. 78. «Гамада» — каменистая пустыня Западной Сахары. Фот. Мартонна (Martonne, 1913).

десятков метров ниже поверхности Средиземного моря. Эти впадины тождественны с впадинами восточного побережья Каспия, расположенными к северу от Кара-Богаз-Гола.

В центральной части Сахары, несколько к югу, расположена горная область — типичная гористая пустыня, напоминающая наши кызылкумские возвышенности, но значительно больших размеров. Ее длина около

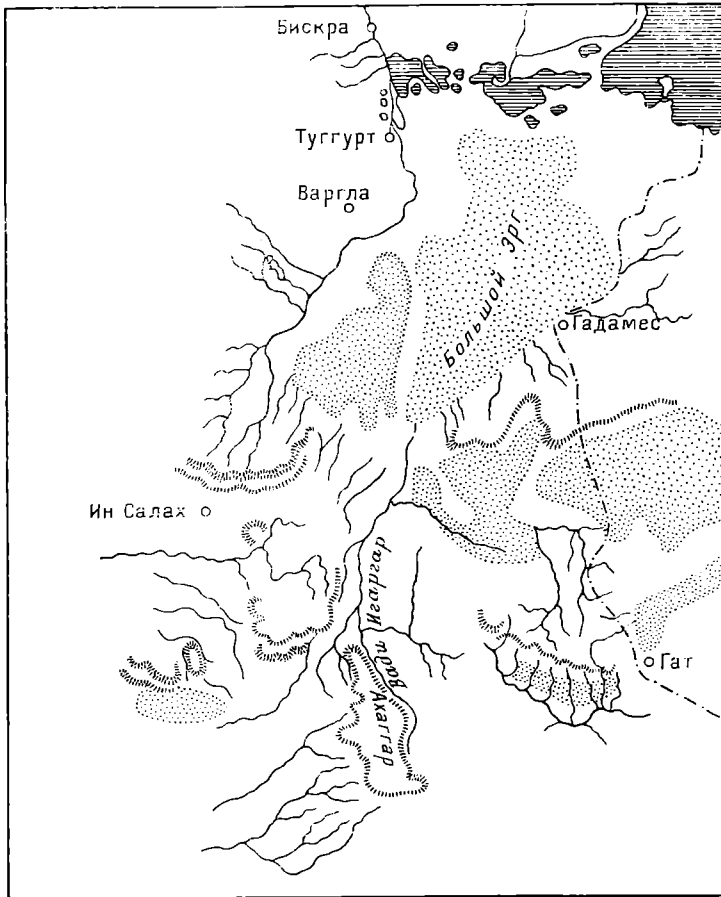


Рис. 79. Вадия Игаргар и его эрг. По Готье (Gautier, 1935).

1800, ширина 700 км. Наиболее известны горный массив Ахагар (рис. 80) и расположенный на востоке таинственный массив Тибести, отдельные вершины которого достигают 3500 м высоты.

На юге Сахары лежит обширное мелководное пресное оз. Чад, заросшее по берегам растительностью и напоминающее Аральское море и оз. Балхаш.

Восточную часть Сахары пересекает долина Нила, подобно тому как наши пустыни пересекают долины Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Литологически отложения долины Нила, с его половодьями, почти тождественны с отложениями наших рек. Юго-западную окраину Сахары пересекает долина р. Нигер.

Даже в таких деталях, как образование почвенной коры из известняковых конкреций, Северная Сахара сходна с Заунгузьем.

Сводка данных по Сахаре и обзорная карта приведены в монографии Готье «Сахара» (Gautier, 1928), переизданной на английском языке в 1935 г. (Gautier, 1935). Другие работы по Сахаре перечислены в списке литературы, приложенном к этой монографии; среди них выделяются работы Вагнольда (Bagnold, 1935, 1937, 1938, 1941), Бэллера (Bellaire, 1940), Броссе (Brosset, 1939), Кайё (Cayeux, 1928), Чудо (Chudeau, 1920), Сандфорд (Sandford, 1935).

Отложения южноаравийской пустыни Руб-аль-Хали. Эта малоизвестная и труднодоступная пустыня на юге отграничена от моря невысоким горным хребтом. К северу от этого хребта

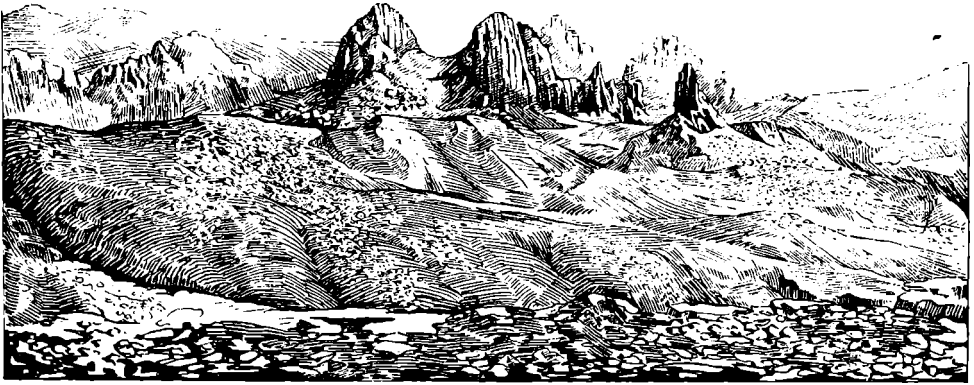


Рис. 80. Массив Ахаггар в южной части Сахары. По Готье (Gautier, 1935).

на многие сотни километров простирается безбрежная и безжизненная глинистая равнина, слабо наклоненная к северу. По данным Гелфрица (Helfritz, 1935), впервые пересекшего ее юго-западную часть, пустыня совершенно безводная, ровная и гладкая. Сравнительно редко развиты небольшие песчаные массивы. Однообразие пустыни нарушается небольшими пустынными возвышенностями, вадии которых содержат грунтовую воду, поддерживающую жизнь редких и бедных селений.

Глинистая пустыня Руб-аль-Хали — это типичная аллювиальная равнина, образованная временными потоками, стекавшими с возвышенностей.

Отложения австралийских пустынь. Центральные области Австралии представляют собой гигантскую бессточную депрессию; пустыни в ней достигают необыкновенно широкого развития. По данным Мадигена (Madigan, 1936) и Уинкопа (Whincup, 1944), начиная от пустыни Симпсона на востоке, пустынные области тянутся к западу на протяжении 2500 км. На западе расположены: Большая Песчаная пустыня, пустыня Джибсона и Большая пустыня Виктории. Их суммарная ширина достигает 1000—1200 км (рис. 81). В центре депрессии лежит обширное горько-соленое озеро — солончак Эйре, в который впадает несколько обычно сухих рек. В ряде некоторых районов поднимаются невысокие пустынные горы.

Характерная особенность всех больших австралийских пустынь заключается в расположении песка в виде длинных, узких, почти параллельных гребней. Мадиген (1936) так и называет их — «песчаногребневые

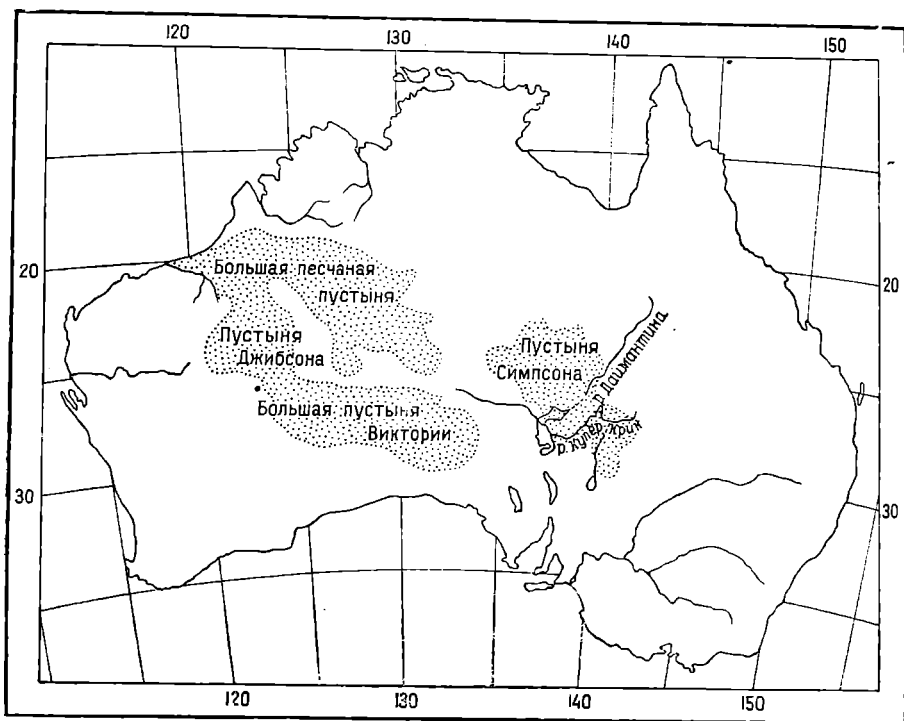


Рис. 81. Песчаные пустыни Австралии. По Мадигену (Madigan, 1936).

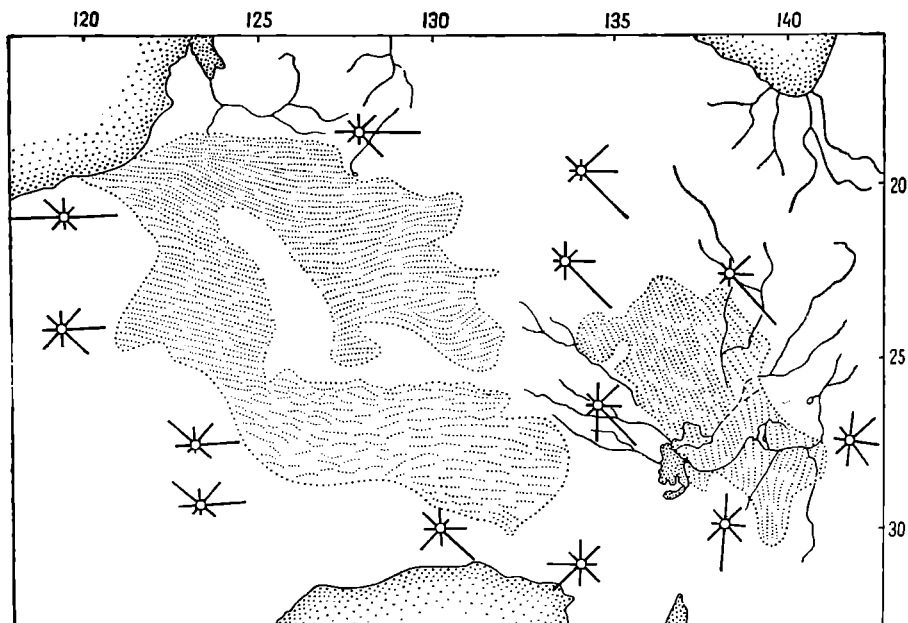


Рис. 82. Направление песчаных гребней и основных ветров в австралийских пустынях. По Мадигену (Madigan, 1936).

пустыни» («sand-ridge deserts»). Направление гребней совпадает с направлением господствующих ветров, как это хорошо видно на рис. 82. Высота гребней невелика, чаще всего 10—12 м, лишь в отдельных случаях достигает 25—30 м. Невелика и их ширина (рис. 83). Песчаные гребни тянутся на многие десятки километров, иногда на сотни километров, сохраняя свои размеры и расстояние между собой; изредка они сливаются и расходятся. Песчаные гребни разделены широкими плоскими твердыми щебневыми или глинистыми равнинами, очевидно развитыми и под гребнями



Рис. 83. Песчаные гребни в пустыне Симпсона, Австралия. Аэрофот. Мадигена. (Madigan, 1936). Поперечник снимка 800 м. Видны кусты колючек и наложенные на гребни вторичные барханы.

Нет сомнения, что эти равнины аллювиальные или реже представляют собой поверхности столовых возвышенностей. Подобные гребневые пески известны в нашем Кара-Куме, но они редки (рис. 84).

Типичным примером пустыни, расположенной на аллювиальной равнине, служит наиболее восточная пустыня Симпсона. Она связана с гигантской наземной дельтой, образованной реками Даймантина (Алмазная) и Купер-Крик, а также их притоками. Обе реки меандрируют по равнине на протяжении нескольких сотен километров, образуя бесчисленные русла и сотни озер и болот. Во многих местах главное русло отсутствует. В четвертичную эпоху это была цветущая область, но сейчас вместо озер белеют огромные солончаки. Громадное оз. Эйре совершенно сухое и покрыто слоем соли. Воды Даймантины и Купер-Крика доходят до него только раз в десятилетие. В результате выдувания речных отложений и возникли гряды песка.

Пустыня Симпсона к западу переходит в Большую Песчаную пустыню, тождественную с ней по поразительному развитию песчаных параллельных гряд, расположенных через одинаковые промежутки и выдерживающих определенное направление на громадных расстояниях. И здесь гряды заросли колючками и другими специфическими растениями. Главная

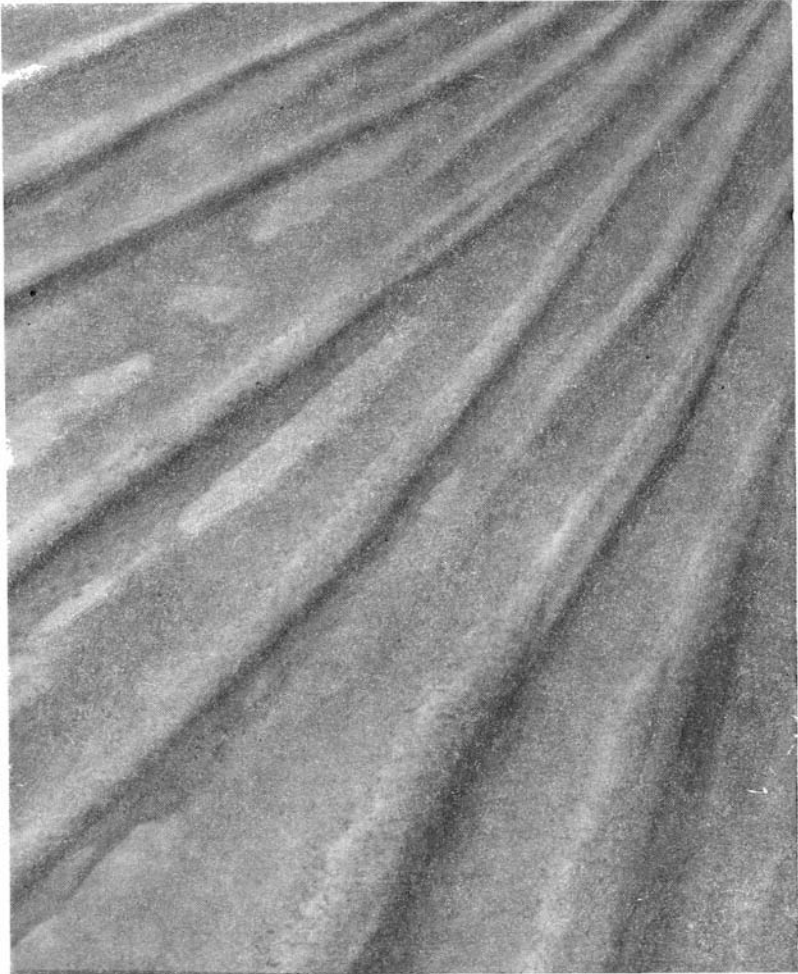


Рис. 84. Песчаные гребни в Кара-Куме, между Кум-Дагом и Боя-Дагом. Аэрофот. В. П. Мирошниченко, 1949.

особенность Большой Песчаной пустыни заключается в том, что она расположена на громадном пеплеполе Западной Австралии, на высотах 450—600 м. Вследствие этого в ее пределах распространены каменистые и щебневые равнины. При попытке проехать пустыню на автомобиле пришлось на расстоянии 60 км пересечь 85 песчаных гряд. Их высота достигала 30, ширина 300 м; ширина промежутков между ними колебалась от 2 км до 250 м. Аэро съемка показала, что отдельные гряды достигают 2000 км длины.

В ископаемом виде такие песчаные гряды имеют вид очень длинных и узких линзовидных тел, сложенных однородным рыхлым песком. Они очень похожи на пески речных русел, отличаясь более правильной формой, почти прямой и вытянутой в определенном направлении и более однородными окатанными зернами.

Индийская пустыня описана Блэнфордом (Blanford, 1941); пустыня Калахари, в Африке, — Пассарге (Passarge, 1904) и Егером (Jaeger, 1936, 1942); Сирийская пустыня — Грантом (Grant, 1935); пустыни Северной Америки — Блэкуилдером (Blackwelder, 1931), Брианом (Bryan, 1923), Тольманом (Tolman, 1909); пустыни Центральной Азии — Гедином (Hedin, 1899—1902), Горнером (Högner, 1933, 1936).

Основные особенности пустынь

1. Громадная площадь распространения, обычно вытянутая в широтном направлении. Длина достигает нескольких тысяч километров и не падает ниже нескольких сотен километров.

2. Связь с большими материковыми массивами. Пример Аравийской пустыни показывает, что эти массивы могут прерываться морскими заливами.

3. Расположение в больших бессточных впадинах, в одной или чаще в нескольких, и, наоборот, нахождение ископаемых пустынных отложений указывает на то, что области их развития ранее были бессточными впадинами.

4. Связь с морями различна. Многие пустыни начинаются у самого берега моря или на небольшом расстоянии от него. Другие удалены от моря на тысячи километров.

5. Сравнительно небольшая мощность отложений — от десятков до немногих сотен метров. Только в тех местах, где пустыня сливается с зоной подножий, мощности изменяются многими сотнями и даже тысячами метров.

6. Преобладание песчано-глинистых осадков. Широко развиты чистые пески неустойчивой мощности; не менее широко развиты лёссы и речные палевые глины. Большие площади заняты щебнево-глинистыми отложениями. Наиболее редки конгломераты, что представляет основное отличие от горных подножий. Нередко на отдельных небольших участках встречаются соленосные толщи с залежами различных солей и известняками, мергелями и доломитами (озерными); более редки углистые толщи.

7. Слоистость самая различная, нередко горизонтальная тонкая слоистость, но косая слоистость преобладает.

8. Органические остатки редки. Местами в глинах, известняках и песках озерных котловин и речных долин встречаются массовые скопления пресноводных и солоноватоводных моллюсков и ракообразных. В топких болотах и солончаках изредка происходит захоронение наземных позвоночных.

Остатки растений редки. Только камыш в болотах и озерах дает массовое скопление клетчатки.

9. Окраска разнообразная. Преобладают желтовато-серые и коричнево-серые тона, обычно песочного типа. Наряду с ними большого распространения достигает красноватые цвета, иногда преобладающие. Более редки зеленые, белые и черные цвета, но и они встречаются довольно часто в соленосных пачках.

10. Все особенности пустынь обусловлены своеобразным климатом, для которого характерно малое количество осадков и частые сильные ветры.

Вторичные признаки. В качестве признаков, доказывающих пустынный характер отложений, в разное время рассматривали: 1) красноцветную окраску наземных отложений; 2) загар пустыни; 3) трехгранники; 4) рябь, или шагрень, пустыни.

Красноцветные породы, особенно золотые пески и песчаники, И. Вальтер (1910, 1911) считал характерными для пустынных отложений. Яркие примеры, приводимые им, произвели большое впечатление, и его мнение получило широкое распространение. Последовавшее детальное изучение красноцветов показало, что они часто не являются пустынными отложениями, как это было более детально рассмотрено выше. Сейчас, конечно, нельзя считать, что красный цвет песков определяет существование пустыни.

Появилась противоположная точка зрения, сторонники которой считают, что красный цвет осадков определяет существование теплого, влажного климата, хорошо развитых почвенного покрова и растительности и проникновение воды сверху вниз. Такое мнение примитивно, и его не следует принимать во внимание. Оно до известной степени повторяет еще более крайнюю точку зрения Б. П. Кротова, считавшего все красноцветы вторичными образованиями, своеобразной корой выветривания. Наблюдения показали, что в пустынях красноцветные пески и глинистые породы образуются и сейчас, например красноцветные пески Кызыл-Кума и оранжево-красные пески и кирпично-красные глины, возникающие у южного подножия Унгузского плато, по данным Б. А. Федоровича (1930).

Загар пустыни — это очень тонкая, плотная, темная, коричневая или буроватая, глянцевая корка, покрывающая в пустынных областях поверхность плотных пород в коренных выходах, а также обломки и гальки. Она образуется вследствие усиленного движения капиллярных вод, выносящих на поверхность породы кремнезем, а также соединения марганца и железа. Загар пустыни широко распространен в пустынных горах Средней Азии как в условиях жаркого, так и холодного климата, например на Памире с его средней годовой температурой ниже 0°. Название хребта Кара-Тау — «Черные горы» — обязано загару пустыни, придающему всем обнажениям темную, почти черную окраску.

Для современных пустынь загар характерен; он отсутствует в горных массивах, расположенных в условиях обычного испарения. В ископаемом виде он, повидимому, почти не сохраняется вследствие разрушения почвенными и грунтовыми водами.

Загару пустыни посвящена довольно большая литература. Среди наших работ можно назвать работы Б. В. Пяковского (1931) и Э. М. Мурзаева (1936).

Трехгранники, дрейкантеры (Dreikanters) или вентифакты (Ventifacts) имеют обширную литературу. Они рассмотрены в работах П. А. Тутковского (1900), Н. Н. Карлова (1951), Бриана (Bryan, 1931), Нидхэма (Needham, 1937), Шове (Schoewe, 1932), Ваде (Wade, 1910) и Уинтворта (Wentworth and Dickey, 1935); описание их помещено во многих учебниках.

Основным условием образования трехгранников служат сильные и длительные ветры, дующие в определенных направлениях. Они не позволяют обломкам заноситься песком и пылью и в то же время шлифуют их, образуя грани. Подобные ветры характерны для пустынь, но существуют

и в других областях. Поэтому трехгранники, находимые в значительном числе, подтверждают пустынное происхождение осадка, но одно нахождение их не может служить решающим доказательством существования пустыни.

Пустынная рябь, или шагреня, образуется на гальках и валунах, лежащих на поверхности пустыни. Она имеет вид мелких, близко расположенных углублений, напоминающих оспины. Они образуются так же, как и трехгранники, в результате деятельности ветра.

Примеры пустынь прошлого

Для образования пустынь наиболее благоприятны эпохи возникновения больших континентов, ограниченных молодыми хребтами, за которыми лежат обширные бессточные области. Такие эпохи характерны для конца больших складчатостей и следуют непосредственно за ними.

Соответственно для образования пустынь наиболее благоприятны следующие эпохи: 1) конец археозоя — начало нижнего протерозоя; 2) конец верхнего протерозоя — нижний кембрий; 3) конец силура — нижний и средний девон; 4) верхняя перм — нижний триас; 5) нижний мел; 6) плиоцен — четвертичная эпоха.

В докембрии поверхность всех тогда существовавших материков, несмотря на их большое число и небольшие размеры, вероятно, представляла собой пустыню. Судить о количестве атмосферных осадков трудно; возможно, оно было даже больше современного, но несомненно, что все эти осадки выпадали в один короткий дождливый период в виде мощных и бурных временных потоков, руслового и чаще плащевого типа. Постоянные реки и пресные озера полностью отсутствовали.

Это подтверждается тем, что в этих отложениях нет наземной и пресноводной фауны и флоры. В истории Земли появление новых условий существования и связанных с ними фауны и флоры всегда происходит почти одновременно.

Пустынные отложения докембрия изучены мало. Несомненно, что они должны отличаться от современных пустынных отложений прежде всего отсутствием отложений речных русел, подводных дельт и пресных озер. Гораздо большим распространением пользовались отложения временных потоков и бассейнов. Безусловно, отличен был и режим ветров, и соответственно иными были количество, распространение и формы накопления эоловых песков и лёссовидных пород.

В нижнем палеозое условия были близки к условиям в докембрии, но материки уже увеличились в размерах, состоя из нескольких докембрийских континентов, слившихся вместе. Это способствовало образованию внутри континентов бессточных впадин сравнительно небольших размеров. В докембрии размеры этих впадин были еще меньше, а иногда даже впадины отсутствовали.

Увеличение размеров бессточных впадин способствовало сохранению континентальных отложений. На материках без таких впадин все наземные отложения в конце концов сносились в море.

Красноцветные и желтовато-серые континентальные отложения нижнего кембрия Сибирского континента в большей части представлены пустынными осадками.

Для среднего палеозоя характерно появление первых рек, озер и болот. Одновременно появляются фауна и флора, населяющие их. Вне этих вод поверхность континента попрежнему безжизненна. Размеры

континентов и пустынь увеличиваются, но общая площадь, занятая пустынями, все же значительно меньше современной; меньше и число пустынь. Для северного полушария намечается одна пустынная область, как это уже отметил И. Вальтер (1910), область древнего красного песчаника — древняя красная пустыня. Конечно, нельзя рассматривать древний красный песчаник как одни золотые пески. В него входят гораздо более разнообразные фации и сервии, входящие в нимию пустыня.

В верхнем палеозое в результате варисцийской складчатости среднепалеозойские материка соединяются и образуют два гигантских материка: Ангариду и Гондвану. Ангариды делится на две части высокими Уральскими горами. Эти горы поднимались выше снеговой линии и несли хорошо развитое оледенение, дававшее питание многим горным рекам. Стекая на равнину, эти реки сливались в мощную равнинную реку типа Аму-Дарьи или Сыр-Дарьи. Эта река впадала в казанское море, питая его и одновременно опресняя. В конце казанской эпохи высота гор уменьшилась, оледенение сократилось, а затем исчезло. Вследствие этого количество воды в реках резко сократилось, а затем многие из них совсем высохли, превратившись в сухие русла временных потоков. Все это сократило питание казанского моря, вызвало его высыхание, а затем полное исчезновение.

На месте моря образовалась обширная бессточная впадина — татарская пустыня. В середине татарской эпохи в ее пределах возникает обширное садакское озеро, на дне которого отлагаются известняки и мергели мощностью 15 м. Это озеро показывает положение наиболее пониженной части пустыни. Оно существует недолго, и на его месте снова возникает пустынная аллювиальная равнина. Она была частью обширной Европейской пустыни, простиравшейся от Англии, а может быть от Аппалачских гор и до Уральских гор. Что было к востоку от Уральских гор, сказать трудно, но наличие пустыни и там весьма вероятно. Интересна связь этой пустыни с кольчугинской свитой Кузнецкого бассейна.

Киммерийская складчатость еще более нарастила континенты и бессточные впадины. С ней связано широкое развитие нижнемеловых континентальных отложений, возможно пустынных в некоторых областях.

Наконец, альпийская складчатость, особенно ее последние фазы, создала современные континенты, горы, оледенения, речную сеть и пустыни.

Татарская пустыня. Обширное казанское море представляло собой замкнутый бассейн без стока типа современного Каспия. Его очертания определяют очертания депрессии, располагавшейся в восточной половине Русской платформы. После высыхания казанского моря в пределах этой депрессии образовалась типичная пустынная область — Татарская пустыня. Обширная литература по татарскому ярусу дает достаточное представление об отложениях этой пустыни.

Ее центральная, наиболее пониженная, часть располагалась в Среднем Поволжье, между Куйбышевом и Казанью. Схема последовательности осадков составлена А. Н. Мазаровичем (1929) и уточнена геологами-нефтяниками (Бакиров, 1948). Прежде всего надо отметить, что казанское море, высыхая, распалось на несколько горько-соленых водоемов, сначала лагун, затем озер, на дне которых отлагался гипс и серо-зеленые глины с гипсом. Один этот факт служит существенным доказательством пустынного климата, существовавшего, безусловно, еще в казанскую эпоху и только продолжавшегося в татарскую эпоху.

Вышележащие сарбайские коричневые и красно-бурые глины, мергели и песчаники — это типичные отложения аллювиальной равнины, распо-

ложенной в середине депрессии. Последнее подтверждается лежащими выше светлыми слоистыми, довольно мощными (15 м) пресноводными известняками с антракозиями (рис. 12), относимыми А. Н. Мазаровичем (1929, 1936) то к садакскому комплексу, то к низам уржумского (толкайского) комплекса. На самом деле это один и тот же горизонт, обладающий значительным распространением. А. Н. Мазарович его возникновение даже называет «пресноводной трансгрессией». Это, конечно, не трансгрессия — «проникновение вод из другой области», а просто образование обширного пресноводного бассейна на месте бывшей ранее равнины. Положение этого озера определяет положение наиболее пониженной части депрессии. Интересно, что оно совпадает с частью современной долины Волги, указывая на ее большую древность.

Но и это озеро высыхает, и на его месте отлагается сарминская свита мощностью до 150—200 м. Стростие ее крайне непостоянно, но в общем она состоит из кирпично-красных и буровато-красных глин с прослоями буроватых песков и кремнистых известняков. Характерны линзы бурых песков, вшизу нередко с гравием. Эти линзы, считаемые А. Н. Мазаровичем поперечными разрезами речных русел, невелики, но иногда ширина их достигает 8 и даже 9 км и глубины 15—20 м. Изредка в них встречаются растительные остатки, раковины антракозий и кости парейазавров.

Интересно сопоставление этих линз с линзами бурых песков с фауной парейазавров бассейна Северной Двины, залегающими среди красно-бурых и полосатых мергелей и глин и также рассматривающимися как русла рек. Обилие фауны в северодвинских линзах, ее хорошая сохранность и большая концентрация трупов противоречат их захоронению в речных отложениях. Несомненно, что северодвинские и поволжские линзы представляют собой зыбучие пески, трясины среди болот и по берегам озер, у водоемов.

В основном же, в сарминскую эпоху Заволжье было обширной щебнево-глинистой пустыней, наклоненной от Урала к Волге, на поверхности которой располагались русла рек, текших с Урала, их сухие дельты и многочисленные озера и болота, заросшие растительностью типа камышей. Подобно тому, как сейчас этими камышами питаются многочисленные стада кабанов, тогда соответствующей растительностью питались парейазавры. Аналогично тому, как недавно этими кабанами питались немногочисленные тигры и волки, тогда за парейазаврами охотились иностранцевии и хищные рептилии. Поэтому нахождение костей больших рептилий отнюдь не противоречит пустынным условиям их существования.

Выше залегает бузулукская свита мощностью 40—50 м, относимая уже к нижнему триасу. Она сложена красными грубыми косослоистыми песками и песчаниками с прослоями конгломератов и красных глин. Конгломераты состоят из окатанных и угловатых галек и зерен пород, развитых на Урале. Местами встречаются конгломераты, состоящие из галек вышеупомянутых красных глин, указывающие на существование такыров. Эту свиту с ее песками можно рассматривать как отложения песчаной пустыни.

Наконец, сверху залегает тапалыкская свита мощностью 50 м, состоящая из чередующихся пластов красных глин и песков.

К западу от Камы в конгломератах и грубозернистых песках, аналогичных по составу бузулукским, но относящихся к белебеевской свите и представляющих собой поверхность щебнево-глинистой равнины, которая покрыта продуктами разрушения Урала, были найдены капельки ртути. Детальное изучение шлихов, проведенное В. А. Передериевым (1945),

показало, что в них, кроме зерен киновари, присутствуют зерна многочисленных минералов, многие из которых, например молибденит, шролюзит, касситерит, апатит, ранее считались не выносящими длительного переноса. Очевидно, разрушаясь при переносе в реке, в условиях непрерывных ударов, они сохраняются во взвешенном состоянии при переносе временными плащевыми потоками.

Татарские отложения других областей Русской платформы, как и должно быть в условиях пустыни, значительно отличаются последовательностью и составом разреза, но общий характер у них один и тот же. Это типичные, разнообразные пустынные отложения.

Наши исследователи нередко делают ошибку, считая пустынными только отложения песчаной пустыни. Это примитивно, неверно и приводит к ошибочным заключениям. Как было уже показано выше, комплекс пустынных отложений необыкновенно разнообразен и широко распространен. Иногда рассуждения начинаются с доказательства того, что красноцветные породы образуются не только в пустынях. Это сейчас настолько общеизвестно, что не стоит на этом останавливаться.

Примерами таких ошибочных заключений могут служить сводки, приведенные в интересных и важных монографиях Е. И. Тихвинской (1946) и А. А. Бакирова (1948), взаимно дополняющих друг друга. Е. И. Тихвинская приводит детальные разрезы татарского яруса, составленные преимущественно геологами-нефтяниками и относящиеся к средней части Татарской пустыни. Рассматривая эти разрезы, она приходит к заключению, что отложения нижней части татарского яруса представляют собой осадки обширного солоноватого бассейна типа современного Каспия, сменившего море казанского яруса. Этот вывод основан главным образом на нахождении в 3-4 пунктах пачек глин солоноватоводной фауны — *Lingula*, *Astarte*, *Murchisonia* — и члеников криноидей; с таким выводом согласиться нельзя. Для морского бассейна типа Каспия характерно региональное распространение на многие сотни километров известняков и глин с морской фауной, число пунктов нахождения которой измеряется тысячами. Подобную картину мы наблюдаем для казанского яруса. Его известняки и глины прослежены на тысячи километров, и морская фауна в них найдена в тысячах обнажений. Это действительно был прототип Каспия.

В низах же татарского яруса нет ничего похожего на морские отложения каспийского типа. Известные отдельные пункты нахождения глин с солоноватоводной фауной указывают только на существование в то время небольших обособленных солоноватоводных озер, в которых жили последние остатки фауны казанского типа.

А. А. Бакиров (1948) детально рассмотрел разрезы, относящиеся к другой, северо-западной части Татарской пустыни. По его мнению, «накопление осадков в течение первой половины татарского века происходит в условиях постепенного умирания и опреснения реликтов верхнеказанского моря.

«Осадки нижней свиты это образования лагун, возникших в результате постепенного развития процесса опреснения реликтов казанского моря и заполнения их песчано-глинистым материалом. . . О лагунном характере этих отложений свидетельствуют: а) сложение их главным образом хорошо отсортированными тонкозернистыми, однородными заглипсованными кварцевыми песчаниками, чередующимися с прослоями тонкозернистых известняков, мергелей и глин; б) наличие прослоев гипса, мощностью до 1.5—2 м, и псевдоморфоз по каменной соли наряду с общей заглип-

сованностью пород; в) наличие на поверхностях напластования песчаников характерных волноприбойных знаков».

Это заключение служит примером, к сожалению, широко распространенной методической ошибки, когда явление рассматривают без всякой связи с окружающими его явлениями. Как уже указывалось выше, лагуна одной стороной примыкает к континенту, а другой — к морю. Связь с морем для нее обязательна. Если нет моря, то не может быть и лагуны. Если устанавливают, как в данном случае, лагуны, то рядом с ними обязательно должно быть море. В то же время сам А. А. Бакиров говорит, что верхнеказанское море в начале татарской эпохи распалось на ряд реликтовых бассейнов. Раз это так, то значит море не существовало, а следовательно, не было и лагун. Те водоемы, которые А. А. Бакиров называет лагунами, на самом деле не что иное, как горько-соленые озера.

Вторую, глинисто-известково-мергельную, свиту он считает осадками многочисленных озер, доказывая это: а) тонкослоистыми мергелями и глинами, переслаивающимися с известняками; б) преобладанием светлорозовой, розовато-коричневой и сиреневой тусклой окраски. Последний довод не убедителен, так как озерные отложения могут обладать любой окраской от яркокрасной до черной, но общий вывод об озерном происхождении свиты правилен. Надо только учитывать, что наличие озерных осадков обуславливает одновременное и близкое существование наземных отложений. Более или менее протяженная свита не может состоять из одних озерных отложений. Обязательно должны быть и отложения берегов озер и участков суши, их разделяющих.

«Осадки второй половины татарского века — это, в основном, образование речных потоков и их дельт, — писал А. А. Бакиров (1948). — На это указывают: а) сложение их песчаниками, часто грубозернистыми, разноминеральными, чередующимися с песчанистыми глинами и мергелями; б) наличие прослоев конгломерата с галькой глинистых карбонатных и реже кристаллических пород; в) чрезвычайно характерная для речных образований косослоистость песчаников; г) распространение в них органических остатков континентального происхождения».

Это правильное заключение надо дополнить тем, что, во-первых, реки текли среди пустынной песчано-глинисто-щебневой равнины. Дельты их находились не в море, а на поверхности суши, теряясь в пустыне, как дельты Теджена и Мургаба. Немногие наиболее крупные реки достигали центра депрессии, образуя внутренние озера. Во-вторых, их отложения выдувались с образованием эоловых песков. Эти пески, судя по их широкому распространению (они отмечаются и на северо-западе и в центральных районах депрессии), представляли собой настоящую песчаную пустыню значительной протяженности. Весьма вероятно, что эоловые пески, занимавшие меньшие площади, существовали и в другие интервалы татарской эпохи.

Татарские отложения обладают всеми признаками пустынных осадков: 1) громадной площадью распространения; 2) приуроченностью к большим материкам; 3) расположением в обширных бессточных впадинах; 4) небольшой мощностью осадков и преобладанием среди них песков и глин; 5) широким развитием косой слоистости; 6) бедностью органическими остатками; особенно характерна редкость остатков растений; 7) разнообразием состава комплексов континентальных осадков.

Пустыня Карру. Последние эпохи отложений толщи Карру в Южной Африке, относящиеся к верхнему триасу, характеризуются развитием пустынных условий. Особенно интересен самый верхний,

Пещерный, песчаник, представляющий собой ископаемую песчаную пустыню.

Верхняя свита толщи Карру, свита Стормберг, начинается слоями Мултино. Они резко отличаются от ярко- и красноокрашенных подстилающих слоев Бофор и покрывающих «Красных слоев» своей серой и синеватой окраской. Кроме того, преобладающие в них грубозернистые песчаники обладают некристальностью и содержат небольшие пласты угля и углестых пород. Мощности слоев Мултино достигает 800 м. Изучение лииз и прослоев конгломератов, состава и размера заключенных в них галек показало, что снос материала шел с юга. Это в свою очередь показало, что слои Мултино отлагались в бессточной впадине, ограниченной с юга молодым, только что образовавшимся хребтом. Образование бессточной впадины — первый шаг к возникновению пустыни.

Вышележащие Красные слои мощностью до 650 м характеризуются преобладанием красных и пурпурных аргиллитов и глинистых сланцев; часто встречаются красные песчаники и мощные слои желтых и белых тонкозернистых полевошпатовых песчаников. Нередки окремелые стволы *Dadoxylon*, но остатки других растений почти отсутствуют. Нередки находки костей динозавров. Местами встречены *Estheria* и зубы рыб *Ceratodus*.

Верх разреза составляет Пещерный песчаник (Cave sandstone) мощностью 80—120, местами до 300 м. Его продолжением к северо-востоку служат Бушвельдский и Лесной песчаники. Площадь их распространения весьма значительна, достигая в длину 1500—2000 км; длина площади развития одного только Пещерного песчаника около 500 км; такие размеры свойственны нашим пустыням.

Пещерный песчаник — это необыкновенно массивная, тонкозернистая порода, нередко достигающая 100—150 м мощности, с весьма слабо развитой слоистостью. Вследствие своей массивности она образует почти вертикальные, причудливые скалы, в основании которых развиты небольшие пещеры, от которых песчаник и получил свое название. Обычно песчаник белого или кремового цвета, но нередко розовый и красный, а иногда синеватый и пятнистый; всегда тонкозернистый, местами переходит в алевриты. Состоит он из полуокатанных или окатанных зерен кварца с подчиненным количеством зерен полевых шпатов (микроклина); в нем содержатся отдельные зерна турмалина, граната, циркона и белой слюды. Органические остатки редки. Местами встречаются окремелые стволы деревьев или кости динозавров. В прослойке темного известкового сланца были найдены многочисленные эстерины и другие ракообразные, а также крылья насекомых и рыбы.

Тойт (Du Toit, 1926) с полным основанием считал Красные слои и Пещерный песчаник пустынными отложениями.

К пустынным отложениям относятся, скорее всего, также слои Мултино, т. е. вся свита Стормберг. Она, подобно почти одновозрастному татарскому ярусу, обладает всеми отличительными признаками пустынь.

Пещерный песчаник в большей части — несомненный эоловый осадок, только местами переработанный в водных потоках или бассейнах. Типичными эоловыми песками являются те разновидности Пещерного песчаника, которые сложены тонко- и среднезернистыми, хорошо окатанными кварцевыми зернами и обладают массивным строением вследствие неясно развитой косой слоистости и значительным площадным распространением.

Тойт (Du Toit, 1926) предполагал даже, что более тонкозернистые, пылеватые, массивные разновидности с вертикальной отдельностью, кремо-

вым цветом и полным отсутствием органических остатков «напоминают плейстоценовый лёсс северного полушария». Это вполне возможно, но для окончательного решения вопроса надо знать географическое распространение, так как для основных масс современного лёсса характерна приуроченность к окраинам пустынных областей.

НИМНЯ ГОРНОЕ ПОДНОЖИЕ

Общая характеристика. Отложения подножий имеют существенное значение в общем балансе отложений земной поверхности. По своему распространению они стоят на третьем месте после морских и пустынных отложений. Это объясняется их громадной мощностью, большой площадью развития и тем, что они обычно отлагаются в предгорных прогибах, областях региональных опусканий. Это предохраняет их от быстрого размыва.

Отложения подножий легко узнать по своеобразному составу — конгломератам и пескам большой мощности, не наблюдающейся в других отложениях. Наличие толщи конгломератов мощностью 200—300 м и больше достаточно для определения зоны подножий.

Отложения подножий обычно образуются на поверхности материков, часто по окраинам пустынь. Реже они слагают прибрежные равнины, располагающиеся между горным хребтом и берегом моря. Еще реже они отлагаются непосредственно в море, в области узкого шельфа или в окраинных морях, между хребтом и материком, как, например, некоторые артиские конгломераты.

Условия образования и литология. В тех случаях, когда река выходит из горной области в равнину, скорость течения ее резко уменьшается и осадки, которые выше переносились и передвигались ею, отлагаются в виде низких широких конусов (рис. 85). Расположение осадков в конусах выноса такое же, как и в дельтах.

Конусы распространены вдоль горных хребтов, у их подножий, в виде более или менее широкой полосы. Пространство между большими конусами заполняется конусами небольших рек, выносами дождевых потоков, осыпями, оползнями и т. п. В результате получается непрерывный пояс накопления громадных масс обломочных осадков, ширина которого достигает многих десятков километров, а иногда и свыше ста километров.

Отложения конусов выноса обычно называют «отложениями подножий». Мощность отложений подножий колоссальна, обычно сотни метров, но нередко она достигает нескольких километров. Мощность сиваликских слоев в Индии, например, 4,5—6 км.

Протяжение пояса накопления зависит от длины горных хребтов и может достигать нескольких тысяч километров, например вдоль подножья Тянь-Шаня, от Аральского моря до Ордоса.

По площади распространения и мощности отложений пояс подножий не уступает морским геосинклиналям и с полным основанием может называться «континентальной геосинклиналью».

Интересно, что в континентальных геосинклиналях, так же как и в морских, проявляется складчатость. Так, юрские континентальные отложения, получившиеся в результате разрушения варисийского Тянь-Шаня, собраны в складки, а местами прорваны и переслаиваются с эффузиями. Они тянутся вдоль обоих склонов Тянь-Шаня в виде почти непрерывной полосы длиной в несколько тысяч километров и шириной во много десятков километров. Мощность достигает 4—5 км, например в Богдо-Ола.

Углы падения, вернее, углы отложения, уменьшаются от гор к равнине. У гор они нередко достигают размеров углов устойчивости; на большей части конусов выноса они колеблются от 15 до 4—5°, ближе к равнине они выполаживаются. Эти естественные углы падения иногда путают с углами падения, вызываемыми тектоническими движениями.

Слоистость и материал отложений изменяются по направлению от гор к равнине. Ближе к горам отложения неясно слоисты и представлены неправильными накоплениями обломков и валунов. Отдельные глыбы достигают громадных размеров. Дальше от гор материал сортируется,

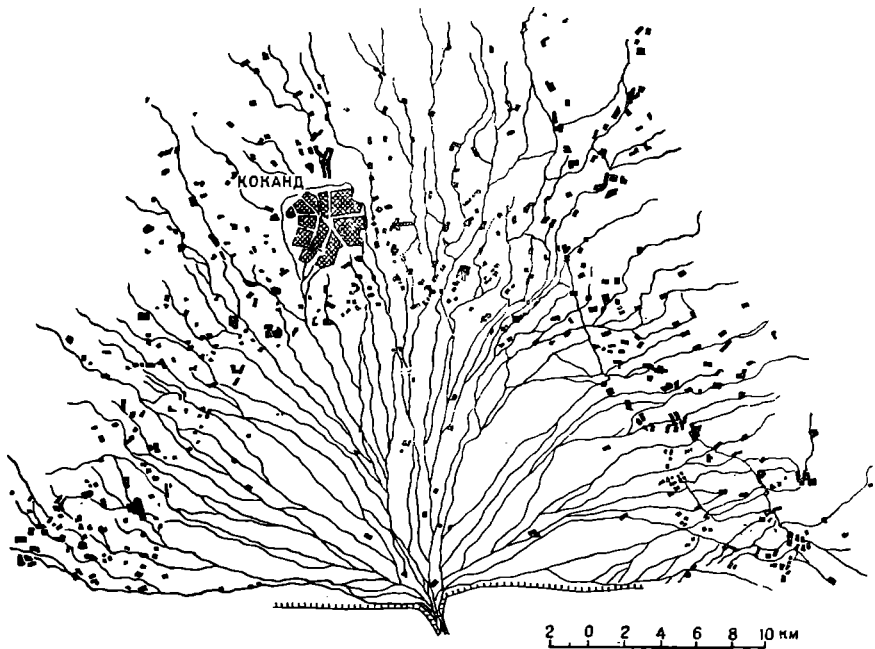


Рис. 85. Конус выноса р. Сох в южной части Ферганской долины. По В. Н. Веберу, 1934.

Черные пятна — населенные пункты.

валуны и гальки становятся меньше, количество песка увеличивается. Намечается слоистость, обычно косая и неправильная. Еще дальше от гор преобладают пески, гальки встречаются в виде неправильных прослоев, появляются глины. Углы падения становятся пологими. Слоистость чаще косая, но иногда правильная. В этой зоне иногда развиваются небольшие озера и болота с присущими им осадками. По периферии конусов отлагаются тонкозернистые пески и суглинки, нередко лёссовидные, переходящие в отложения речных долин или пустынь.

Литологический состав характеризуется преобладанием конгломератов и песчаников, глины играют подчиненную роль, но местами достигают значительного распространения. У периферии развивается иногда зона озер и болот, в которых отлагаются толщи глин, мергелей и растительных остатков.

Отложения подножий горных хребтов Средней Азии детально изучены В. И. Поповым (1941, 1945, 1948, 1949, 1950, 1953, 1954). В работе

1950 г. он приводит схему распределения фаций, составленную по материалам, собранным в Ферганской и Чирчикской долинах (рис. 86). Он выделяет следующие пояса и зоны (сверху вниз по склону):

I. Водораздельный выветривающийся пояс (элювиальный).

II. Склоновый пояс (колливиальный, состоящий из зон): IIa — обвалы и осыпи; IIб — склоново-обломочная зона; IIв — склоново-мелкоземная зона.

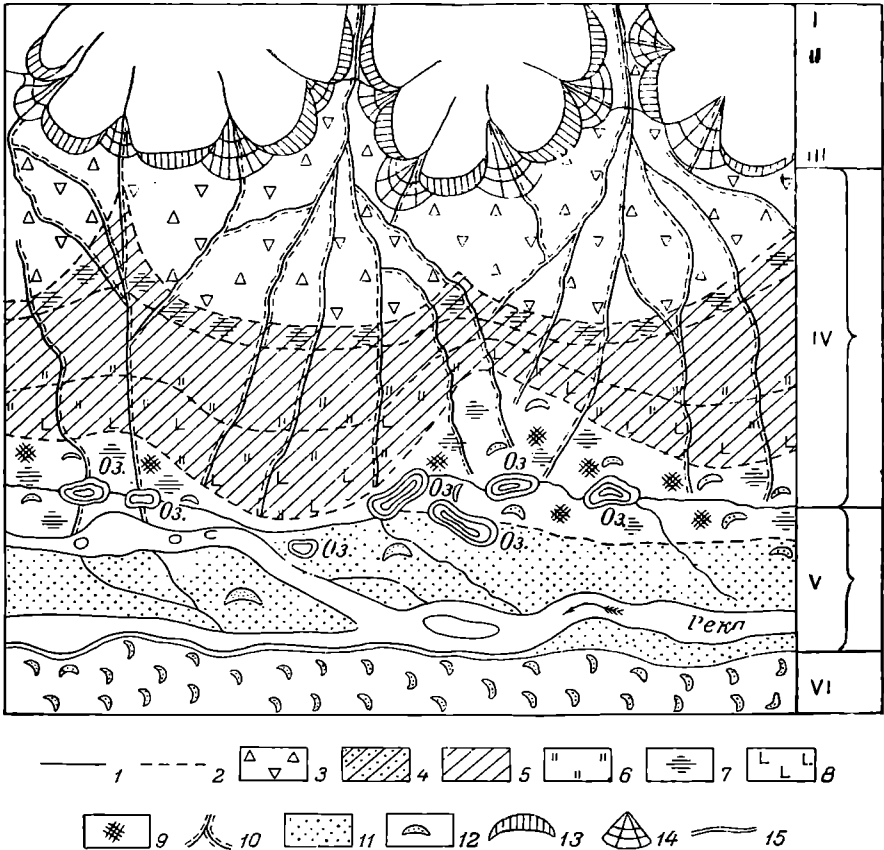


Рис. 86. Схема распределения фаций подножия. По В. И. Попову, 1950.

1 — границы поясов; 2 — границы зон и подзон; 3 — щебневые и галечные осадки; 4 — равнинно-песчаные и лёссовидные осадки; 5 — лёссы и лёссовидные породы; 6 — луга; 7 — болота; 8 — гипсоносные осадки; 9 — соленосные осадки; 10 — веерно-потоковые гравий, пески, алевриты; 11 — равнинно-долинные пески и алевриты; 12 — ветровые пески; 13 — склоновые шлейфы, осыпи, делювий; 14 — селевые выносы; 15 — долинные, потоковые галечники.

III. Долинно-потоковый пояс, состоящий из селевых выносов и русловых галечников.

IV. Основной, веерно-подгорный, пояс, занимающий наибольшую площадь, как это видно на рисунке. Он распадается на следующие зоны и подзоны, на рисунке идущие друг за другом: IVa — обломочная, галечная зона; IVб — лессовая зона, состоящая из подзон (сверху вниз) песчанисто-лессовой, лессовой, лессовой луговой, лессово-гипсоносной и соленосной; IVв — застойная зона с солончаками, болотами, озерами и участками золотых песков.

V. Пояс равнинно-долинный, в нем выделяются три зоны — пойменная, русловая и пойменная (другой берег).

VI. Пояс равнинно-ветровый, отличающийся массовым образованием золотых песков. Он развит не везде и замещается застойной, солончаково-озерной зоной (IV в).

Рассматривая распространение поясов, В. И. Попов (1950) отмечает, что первый пояс — это нижняя часть горных склонов. Второй и третий пояса узкой каймой тянутся у самого подножия склонов, занимая очень небольшую площадь. Четвертый пояс, наиболее важный и характерный, занимает наибольшую площадь. Его верхняя щебнево-галечная зона обладает ясным уклоном от единиц градусов до десятых градуса. Вследствие глубокого залегания грунтовых вод она представляет собой щебнево-глинистую пустыню. В лёссовой зоне углы уклона ничтожны — десятые и сотые доли градуса; грунтовые воды расположены вблизи от поверхности, которая всегда покрыта густой растительностью. К ней приурочены все культурные площади, и она отличается наиболее высокой плотностью населения. Отложения лёссовой зоны имеют сначала лёссовую, желтоватую окраску, но в ископаемом состоянии она становится красной, а вся толща отложений приобретает все особенности красноцветов.

Следующая, равнинная застойная, зона и прилегающая к ней часть речной долины — это снова пустыня, покрытая впадинами с солончаками, болотами, озерами, участками эоловых песков.

Пятый и шестой пояса — речная долина с прилегающими к руслу реки поймами, песчаными массивами, солончаками и старицами, нередко заросшими камышами, в которых обитают кабаны и тигры.

Отложения подножий могут сравниваться по площади распространения только с пустынными, значительно превышая их по мощности. Остальные типы континентальных отложений развиты значительно меньше.

Характерные признаки отложений подножий: 1) почти полное отсутствие органических остатков; 2) громадная площадь распространения и большая мощность; 3) распределение осадков по величине зерна от гор к равнине; 4) разнообразная слоистость от неясной, косой, линзовидной до правильной; 5) преобладание конгломератов и песчаников (не всегда).

Заполненные долины. Своеобразной формой отложений подножий являются отложения, заполняющие горные долины. Они образуются в результате слияния отложений подножий каждого склона и перемывания их рекой, текущей в середине долины. Отложения заполненных долин значительно различаются в зависимости от формы самих долин.

Отложения высокогорных речных долин, например Зеравшана, Пянджа, Терека, Чусовой, недолговечны. Река, протекающая по долине, размывает все отложения, в ней накапливающиеся, и сносит их вниз. Тем не менее, вдоль ее склонов располагается пояс мощных осыпей; многочисленные конусы выноса ее притоков почти сливаются друг с другом; местами сохраняются обрывки террас самой реки; наконец, громаднейшие обвалы перегораживают долину, вследствие чего образуются озера длиной во многие десятки километров. Все эти отложения непрерывно размываются, уносятся вниз, к подножию горного хребта, и образуют здесь мощные толщи конгломератов и песков.

Высокогорные ледниковые долины характеризуются небольшим падением, замедленным течением рек и накоплением значительных толщ ледниковых и речно-ледниковых отложений. Существование их более длительно, но в конце концов речная эрозия проникает в области оледенения и уничтожает ледниковые долины с их отложениями. Подобное уничтожение происходит сейчас на границе Памира и Бадахшана.

Третий тип — межгорные долины, расположенные между подножиями горных массивов, — для нас наиболее важный. Здесь резко преобладают процессы накопления, ведущие к образованию громадных толщ обломоч-

ных осадков. Ближе к горам развиты грубообломочные конгломераты и пески; дальше от гор распространены пески, в средней части долины преобладают илистые осадки и в виде отдельных линз и поясов встречаются пески и даже конгломераты.

В засушливых, пустынных, областях в центре долин образуются многочисленны, иногда очень большие пресные и чаще соленые озера; постоянные речные потоки отсутствуют или представлены редкими, но большими реками, пересекающими заполненные долины или теряющимися в них (р. Чу). Типичны пустынные, безречные, заполненные долины с горько-солеными озерами развиты в Скалистых горах. Как показали буровые скважины, мощность одних только соленосных отложений не менее 200 м, а мощность всех заполняющих долину осадков измеряется многими сотнями метров.

Ферганская долина расположена в полупустынной области и пересекается Сыр-Дарьей. Ближе к горам она сложена поясом конусов выноса шириной в несколько десятков километров. Его перекрывает и спускается ниже в долину пояс лёсса, сменяющийся песчано-глинистой равниной. На этой равнине располагаются пресные и соленые озера, камышовые болота, тугайные заросли, старицы и русла Сыр-Дарьи. Вследствие недостаточного количества осадков растительности слишком мало для образования мощных пластов угля.

Межгорные долины Гималаев и Индо-Китая, обладая той же последовательностью расположения поясов осадков, отличаются обилием последних, наличием больших болот, почти непрерывно тянущихся на многие десятки и сотни километров, и необыкновенно богатой и разнообразной растительностью. Они могут служить примером тех условий, в которых отлагались юрские угленосные толщи.

Интересно, что в Ферганской долине наблюдается такое же различие в залегании отложений, как и в юрско-триасовой угленосной толще. Оно заключается в том, что базальная, нижняя, часть толщи заполнения сложена более грубообломочными отложениями, чем верхняя. Внизу преобладают конгломераты и грубозернистые пески; вверху — среднезернистые пески, алевроиты и глины. Такой разрез вскрыт глубокими буровыми нефтяными скважинами в районе Андижана, в Ферганской долине и установлен для юрской угленосной толщи в той же долине. Различие заключается только в том, что в юре конгломератов немного и преобладает песчано-глинистая часть разреза, а в неогене-антропогене, наоборот, необыкновенно мощны конгломераты и менее значительна песчано-глинистая часть. Надо отметить, что последнее характерно для Андижанского района. В Чуст-Папской антиклинали во всем разрезе резко преобладают песчано-глинистые отложения, возможно, из-за центрального ее положения и более древнего, подконгломератового, возраста слагающих ее толщ.

Вообще изучение распределения, возрастного и географического изменений в развитии речной сети, выражающихся в изменениях литологического состава, может дать очень важные указания по истории окружающих горных хребтов.

Е. П. Брунс (1948) на обширном фактическом материале по западной площади месторождения Сулюкты в Ферганской долине весьма детально изучила заполнение долины юрской угленосной толщей. В разрезе нижней части угленосной толщи (рис. 87) выделяются три ритма осадконакопления *C*, *D*, *E + F*. В эпоху нижних ритмов *C* и *D* накопление растительных остатков не происходило. С окружающих возвышенностей сно-

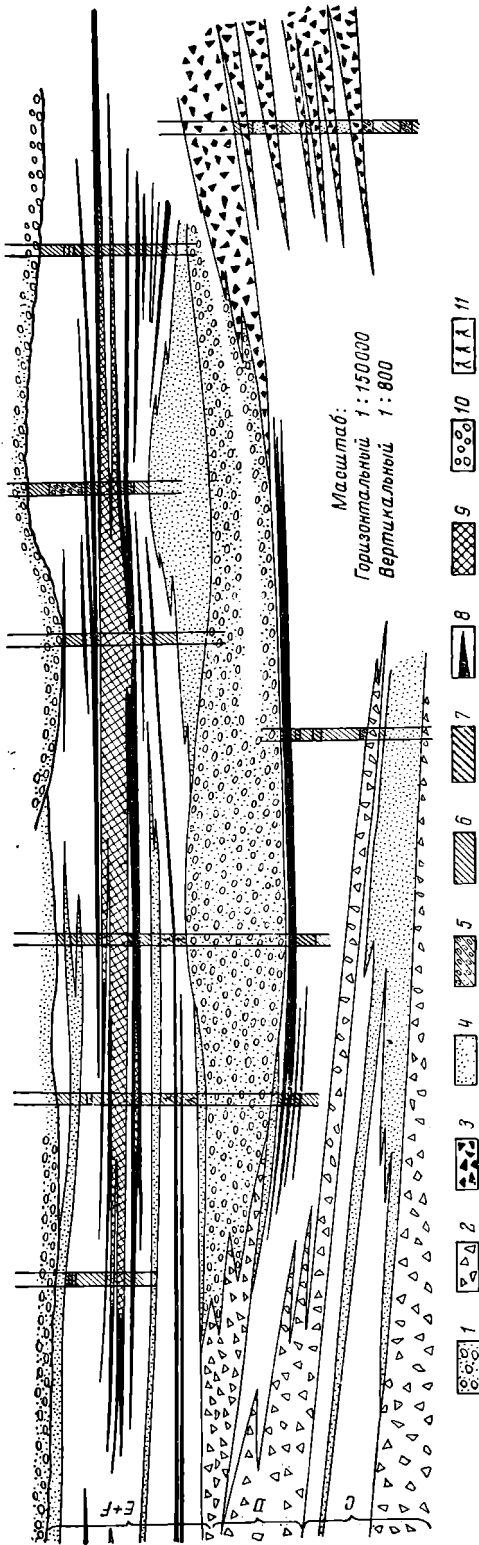


Рис. 87. Разрез нижней части юрской части юрской угольной толщи месторождения Сулюкты (западная площадь). По Е. П. Брунс, 1948.
1 — конгломераты и гравелиты; 2 — брекчии из кремнистых сланцев; 3 — брекчии из хлоритовых сланцев; 4 — песчаники; 5 — алевриты; 6 — глины; 7 — углистые сланцы; 8 — уголь блестящий; 9 — уголь матовый; 10 — ископаемые бобовины; 11 — остатки корневых систем.

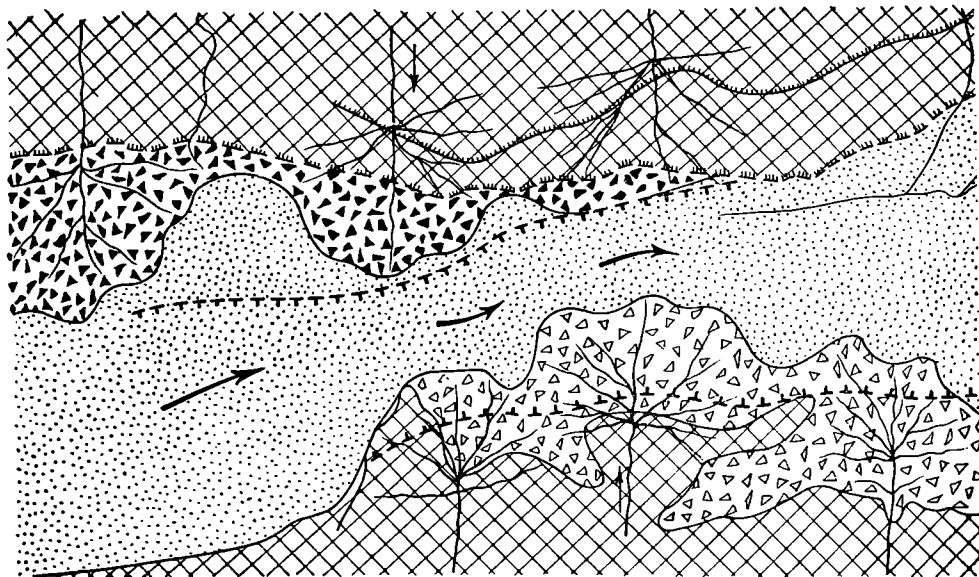
сились большие количества галечного и песчаного материала, слагавшего конусы выноса (рис. 88). В средней части долины протекала река, отлагавшая песчано-глинистые осадки. Сравнительно узкое русло и быстрое течение препятствовали угленакоплению.

В начале эпохи *E* высота гор уменьшается, значительно сокращается пояс конусов выноса, но речная долина расширяется, течение реки замедляется и местами образуются старицы, в которых происходит накопление органических остатков (рис. 89).

В эпоху *F* возвышенности становятся холмами, конусы выноса исчезают, вся долина заполняется песчано-глинистыми отложениями, наклон уменьшается и по ее широкой поверхности медленно течет река, постоянно меняющая русло. Образуются многочисленные и большие пойменные болота, в которых происходит накопление материала основных пластов месторождения.

Для всей толщи характерно преобладание конгломератов, брекчий, глин и алевритов; пески встречаются значительно реже.

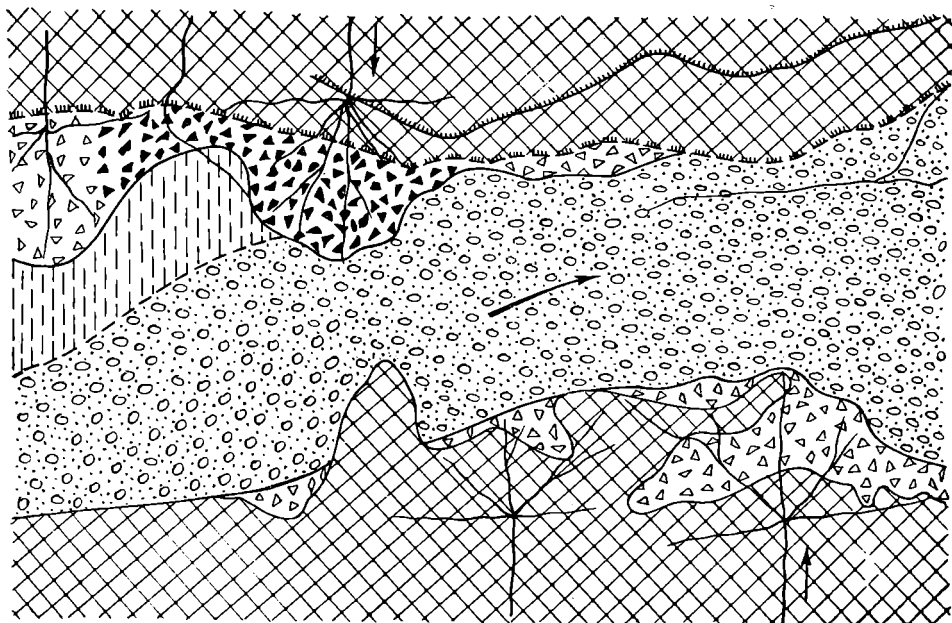
Работа Е. П. Брунс (1948) имеет очень большое значение для правильного понимания строения всего месторождения Сулюкты. Она полностью опровергает мнение о том, что все юрские каменноугольные месторождения



Масштаб 1:50000



Рис. 88. Сулюкты. Литологическая карта основания цикла D. По Е. П. Брунс, 1948.
1 и 2 — конусы выноса; 3 — русло реки; 4 — палеозой; 5 — направление реки; 6 — границы пласта угли.



Масштаб 1:50000

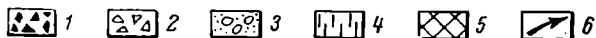


Рис. 89. Сулюкты. Литологическая карта основания цикла E. Конусы выноса, между которыми проходит речная долина. В долине, слева вверх, пойменно-озерные отложения с углями.
1 и 2 — конусы выноса; 3 — русло реки; 4 — старицы; 5 — палеозой; 6 — направление реки.

представляют собой остатки одного обширного угольного бассейна. Каждое месторождение обособленно и обладает своим строением.

Другим типичным примером заполнения долин служат каменноугольные месторождения Челябинского бассейна, детально изученные Г. Ф. Крашенинниковым (1940). И здесь в начале заполнения долин образуется безугольная грубообломочная толща, вверху сменяющаяся более тонкозернистой угленосной толщей.

Эти примеры показывают, что отложения, заполняющие долины, встречаются довольно часто, но не всегда их учитывают в геологической практике.

Сравнение с отложениями зоны лагун. Современные и в особенности ископаемые отложения зоны подножий весьма близки к отложениям зоны лагун, и их иногда смешивают; например раньше считали юрскую континентальную угленосную толщу лагунными отложениями, не учитывая того, что ближайšie морские юрские отложения удалены иногда на сотни и тысячи километров. Смещение отложений зоны лагун и зоны подножий вполне естественно, так как эти два комплекса осадков по основным процессам своего образования очень близки. И зона лагун, и зона подножий — это области массового накопления продуктов разрушения континентов.

Обособление ископаемых отложений этих зон так же легко, как и современных. Основной признак зоны лагун — теснейшая связь с морскими отложениями того же возраста, с которыми они должны соприкасаться, а иногда и переслаиваться. Второй признак — обычное преобладание тонкозернистых песчано-глинистых отложений, что объясняется удаленностью лагун от горных хребтов.

Отложения зоны подножий образуются, как правило, в центральных частях континентов на громадном расстоянии от морских отложений того же возраста. Среди них резко преобладают грубые осадки — конгломераты, брекчии, грубозернистые песчаники и т. п. Тонкозернистые осадки играют подчиненную роль. Это объясняется образованием осадков зоны подножий у горных хребтов.

Однако иногда конгломератовые толщи образуются в зоне лагун, например артинские конгломераты Чкаловского района, а в зоне подножий образуются мощные сланцы и песчаники, например в юрских угленосных отложениях Средней Азии.

Связь отложений подножий с оледенениями. Развитие оледенения в горных хребтах оказывает очень сильное влияние на состав отложений подножий, так как оно контролирует режим речной сети. Только в горах с широко распространенным вечным снеговым покровом и большим оледенением возникают мощные горные реки, способные выносить в равнину громадные массы хорошо окатанной крупной гальки и грубозернистого песка. И обратно, найдя в ископаемом состоянии мощные толщи конгломератов и песчаников, образующих зону подножия, мы должны сделать вывод, что эта зона примыкала к высокому горному хребту, поднимавшемуся выше линии вечных снегов и обладавшему хорошо развитым оледенением. Мощные конгломераты зоны подножий определяют существование оледенения.

Это исключительно важное для палеогеографических построений положение подтверждается в настоящее время на примере хребтов Средней Азии (Зайлийский и Киргизский Ала-Тау, Чаткальские горы, Ферганский хребет, Алайский хребет, Туркестанский хребет) и Урала. Громадные конусы выноса расположены вдоль подножия всех среднеазиатских

хребтов, поднимающихся выше снеговой линии. Мощность конгломератов в этих конусах выноса достигает многих сотен метров. Особенно интересно сопоставить хребты Туркестанский и Нура-Тау и хребты Киргизский Ала-Тау и Кара-Тау. Первые из них поднимаются выше снеговой линии и окаймлены зонами мощных конгломератов. Вторые служат непосредственным их продолжением, но значительно ниже и лишены вечного снегового покрова; мощные конусы выносов вдоль их подножия отсутствуют. Реки, стекающие с этих хребтов, небольшие, маловодные, более медленные. То же самое наблюдается в настоящее время и в Копет-Даге. Однако древние мощные конгломератовые толщи, развитые вдоль подножия Копет-Дага, указывают на то, что в отдельные эпохи высота Копет-Дага была значительно больше и что тогда он поднимался выше снеговой линии и обладал ледяным покровом.

Хребты Урала на севере поднимаются до высоты 1500—2000 м и современное оледенение в них почти отсутствует. Поэтому, несмотря на обилие дождей, реки Урала, хотя и многочисленны и сравнительно многоводны, резко уступают по обилию воды и скорости течения рекам Средней Азии. Многочисленные реки западного склона Среднего и Южного Урала впадают в Чусовую и Белую. Сопоставление этих рек с Аму-Дарьей и Сыр-Дарьей подчеркивает резкое их различие. Вдоль подножия Урала не наблюдаются конусы выноса, подобные среднеазиатским. В то же время у подножия верхнепалеозойского Урала отлагались толщи артинских конгломератов мощностью во многие сотни метров. Поэтому оледенение верхнепалеозойского Урала не вызывает сомнения.

Анализ возраста и распространения мощных конгломератовых толщ весьма существенно помогает выяснить режим рек прошлого и тем самым развитие и возраст оледенения. Так, например, мощные толщи дарвазских конгломератов, расположенные у подножия Памира, по возрасту соответствуют всему неогену и четвертичной эпохе. Поэтому мы имеем право сделать вывод, что уже в начале неогена, в миоцене, а может быть даже в конце олигоцена, Памир представлял собой высокогорную область с хорошо развитым оледенением. Важно отметить, что это оледенение сохранялось весь неоген и четвертичный период.

Этот факт подтверждает возможность миоценового и плиоценового оледенений в других аналогичных горных хребтах, например в Хорасанских горах, Копет-Даге, Эльбрусе, Кавказе и во всем Альпийском горном поясе. Об этом свидетельствуют также мощные толщи наземных конгломератов — настоящие конусы выноса, — встречающиеся в некоторых горизонтах неогена и конца олигоцена. Такие толщи, развитые в Копет-Даге, описаны ниже; их три: верхнеолигоценовая, послесарматская и послекачагыльская. Они указывают на соответствующие три неогеновые эпохи оледенения.

О с а д к и п о д н о ж и й и г о р о о б р а з о в а н и е. Осадки подножий образуются только тогда, когда возникает горный хребет. Эти два явления неразрывно связаны друг с другом и взаимно сосуществуют. Нет горного хребта без отложений подножий и нет отложений подножий без находящегося рядом с ними горного хребта. Это очень важно, так как горный хребет в ископаемом состоянии не сохраняется, а осадки подножий широко распространены в отложениях самого различного возраста и могут характеризовать давно исчезнувшие, размываемые горные массивы. Линейная вытянутость выходов отложений подножий указывает на такую же линейную вытянутость параллельно расположенного хребта.

Мощность конгломератов и песчаников связана с высотой гор. Толщи мощностью свыше километра образуются у подножия гор высотой не меньше 3000—4000 м, а толщи мощностью 3000—6000 м, например сиваликская, отлагаются у хребтов высотой 7000—10 000 м. Определение высоты хребта по данным анализа конгломератов подножий сделано А. В. Хабаковым (1948) для артинского Урала.

Длина площади распространения отложений подножий определяет длину горного хребта. Если отложения подножий окружали хребет, что бывает довольно часто, тогда их положение устанавливает и ширину хребта.

Наконец, горообразование и накопление осадков подножий начинаются одновременно, почти одновременно они и заканчиваются. Поэтому возраст отложений подножия, устанавливаемый по органическим остаткам, определяет возраст горообразования. Этот очень важный вывод, к сожалению, не всегда используют в исторической геологии.

Так, например, проявления киммерийской складчатости обычно относят к верхней юре, так же как и горообразование. На самом деле эти проявления происходили в эпоху образования мощных конгломератов, подстилающих угленосные толщи, т. е. в верхнем триасе и в нижней юре.

Три мощные конгломератовые толщи Копет-Дага — верхнеолигоценовая, надсарматская и надакчагыльская — устанавливают три соответственные эпохи горообразования и три основные фазы альпийской складчатости.

Использование этого вывода позволит уточнить возраст горообразования и проявления складчатости для многих других областей и эпох.

О с а д к и п о д н о ж и й и п р е д г о р н ы е п р о г и б ы. Очень часто, а может быть и всегда, у подножия поднимающегося горного складчатого хребта, между ним и платформой образуется предгорный прогиб. Он возникает в результате тектонических складкообразовательных движений независимо от накопления осадков. Это доказывается существованием прогибов глубиной в тысячи метров, не заполненных осадками. Примером их служат глубокие океанические пучины, расположенные у подножия современных молодых складчатых хребтов, например Японии.

Поднятие складчатых хребтов связано и происходит одновременно с образованием предгорных прогибов. Это две части одного и того же явления. Одновременно и связано с ними идет разрушение, размывание поднимающихся хребтов и отложение продуктов разрушения у их подножия, т. е. в предгорных прогибах. При этом, вследствие большой ширины прогибов, отложения заполняют только часть их, ближайшую к хребтам, а, кроме того, дифференцируются по величине обломков и зерен. Ближе к хребту отлагаются мощные толщи песчаников и конгломератов, нередко объединяемые под названием «молассы». Далее от хребта конгломераты исчезают, песчаники сменяются тонкозернистыми и среди них появляются прослой алевритов, глин и мергелей. Еще дальше отлагаются одни глины и мергели небольшой мощности.

Все эти породы отлагаются в предгорном прогибе, нередко представляющем морской бассейн. Они неразрывно связаны друг с другом, одновременны и представляют собой пояса (зоны) одного и того же комплекса осадков подножия. Это убедительно показано В. И. Поповым для наземных конусов выноса (стр. 273) и справедливо для морских отложений в предгорных прогибах, что не менее убедительно представлено на разрезах верхнепалеозойского Приуральского прогиба В. Д. Наливкиным (рис. 3 и 10, т. I). Из этого следует, что если мы называем молассами мощные толщи

песчаников и конгломератов, то молассаи должны называть и толщи тонкозернистых пород, расположенных далее вглубь прогиба, связанные с ними. Применение для них названия «флиш» будет неправильно.

Кроме моласс, с предгорными прогибами связаны и другие, не менее характерные комплексы отложений. Среди них наиболее известны описанные ниже флиш и аспидная формация. Одновременно эти комплексы представляют собой разновидности отложений зоны подножий. Подобно молассам, они частично отлагаются в море, частично в континентальных условиях.

Изучение осадков подножий показывает, что в первые фазы складчатости поднятие складчатых горных хребтов и образование предгорных прогибов идет быстрее, чем их разрушение и заполнение. Горные хребты представлены высокими массивами, увенчанными вечными снегами. Предгорные прогибы имеют вид океанических впадин или наземных впадин — глубоких межгорных или предгорных депрессий.

В последующие фазы складчатости поднятия происходят медленней, разрушение их уравнивает и предгорные прогибы начинают заполняться.

В последние фазы поднятия прекращаются, это очень быстро вызывает прекращение разрушения и сноса и тем самым заполнения предгорных прогибов, но чаще уже перед этой эпохой прогибы заполнены полностью.

Таким образом, молодые складчатые хребты, предгорные прогибы и осадки подножий в своем развитии неразрывно связаны друг с другом.

Третичные зоны подножий приурочены к областям тектонических движений альпийского возраста; юрские связаны с поднятиями киммерийского возраста, а палеозойские — с поднятиями варисийскими и каледонскими и т. д.

Соответственно максимальным распространением отложения зоны подножий будут пользоваться в третичных, юрских, верхнепалеозойских нижнедевонских — силурийских и ордовичских отложениях.

Современные и четвертичные отложения подножий. Типичным примером их могут служить мощные толщи конгломератов и песков, развитые в южной и северной частях Ферганской долины, вдоль подножия Туркестанского и Алайского хребтов. Они описаны В. Н. Вебером, Д. И. Мухометовым, В. И. Поповым, Н. П. Васильковским и другими исследователями. Разрезы, имеющие важное значение, получены в результате работ геологов-нефтяников и глубокого бурения в зоне Андиганских адыров и в смежных районах.

Краткая сводка этих работ имеется у В. И. Попова (1940). Отмечая указанное выше изменение фаций по мере удаления от хребта, он указывает для отложений мощность около 3.5 км и считает, что в средней части долины возможны мощности 4.5—5 км. Это указание ничем не обосновано; В. И. Попов ссылается лишь на общепризнанность, забывая при этом, что основная особенность всех дельт заключается в уменьшении мощностей на периферии; этот вопрос рассмотрен выше.

Заслуживает внимания указание В. И. Попова на ритмичность осадконакопления. Его противники сомневались в региональном распространении ритмов, даже мезоритмов. Свои возражения они обосновывали мозаичностью, небольшим распространением молодых тектонических движений, по их мнению, да и по мнению самого В. И. Попова (1945), обусловливавших изменение литологического состава отложений подножий. При этом забывают, что единственной причиной таких изменений служит изменение количества воды в реках и скорости их течения, обусловленное

только увеличением или ослаблением таяния льдов, представляющих собой источник питания рек, а это в свою очередь зависит от климатических явлений, имеющих региональное распространение. Поэтому и мезоритмы в отложениях подножий должны иметь региональное распространение.

Тектонические движения местами вызывают смещение конусов выноса и соответственно всей зоны подножий в плоскости с юга на север, как это показали В. Н. Вебер (1934) и К. В. Курдюков (1948). В долинах рек Исфара и Сох развиты четыре пояса конусов выноса. Наиболее древний из них расположен южнее всех, высоко в горах. Из отдельных конусов выноса, входивших в его состав, лучше всего сохранился конус, образо-

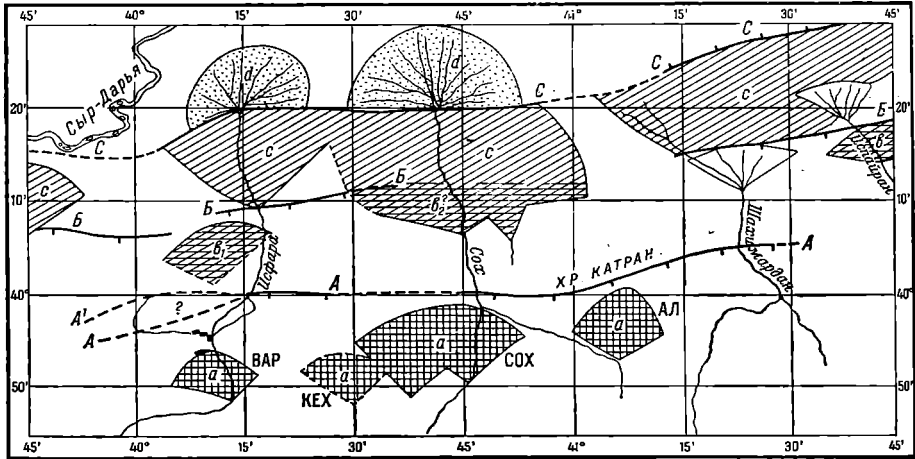


Рис. 90. Алаудинские конусы выноса. По В. Н. Веберу, 1934.

ванный р. Алаудин, или, как называет его В. Н. Вебер, «Алаудинская сухая дельта» (рис. 90, пояс *a*). Следующий пояс *b* расположен значительно севернее. К нему примыкает пояс *c*, и по его окраине распространены современные конусы выноса — пояс *d*. В поясах *a*, *b* и *c* возраст конусов четвертичный, и они сложены мощными толщами конгломератов и песчаников. В поясах *a* и *b* они значительно уплотнены и собраны в пологие большие складки.

Характер отложений окраинной части зоны подножий, удаленной от гор на десятки километров, иллюстрируется разрезом буровой скважины, заложенной в 1893 г. к северо-востоку от Ашхабада инженером Успенским и описанной И. Вальтером (1911). Глубина скважины значительна — 666 м, и на всю эту глубину были пройдены одни и те же отложения, состоящие из мощных пачек бурых лёссовидных глин, чередующихся с прослоями щебня и валунов, обычно известковых. Так, например, с глубины 24.6 до 153.1 м шла бурая глина, то липкая твердая, то со щебнем, то с песчаными прослоями; с 153.1 до 154.2 м шел щебень; далее, до 157.3 м, — бурая глина; затем известняковые валуны мощностью 22 м, снова бурая глина и с валунами; снова известняковые валуны 4 м; снова глина и т. д. до конца. Наибольшая мощность конгломератовых пластов не превышает 50, а глины — 130 м. Здесь уже глины преобладают над галечниками. Интересно отметить ничтожное количество песков. Это указывает, что кратковременные периоды половодий (галечники)

многократно сменялись длительными периодами засух (глины), причем смена этих периодов происходила резко и быстро и поэтому пески не успевали образоваться. Большая мощность осадков, пройденных скважиной, связана с накоплением их в области опускания — предгорном прогибе.

Третичные отложения зоны подножий развиты вдоль Кавказа, Копет-Дага, Памира и Дарваза и, наконец, по окраинам колоссального туркестано-сайнского пояса поднятий. Везде они представлены почти одинаково мощными (нередко свыше километра) толщами конгломератов и песчаников. Окраска их преимущественно серая и буроватая, но местами наблюдается красная, например на Памире. В Копет-Даге образование конгломератов началось в олигоцене, на Кавказе преобладают неогеновые толщи, и, наконец, в Средней Азии образование конгломератов подножий началось в неогене, происходило в четвертичную эпоху, местами продолжается и в настоящее время.

Олигоценовые конгломераты Копет-Дага изучены И. И. Никшичем (1924). Они залегают на коричнево-красных и зеленовато-серых гипсосодных немых глинах, вероятно лагунного происхождения. Общая толщина состоит из многократно чередующихся пластов песчаника и конгломератов сравнительно небольшой мощности — от 1 до 8 м; изредка встречаются прослой песчаников в 14—18 м и прослой конгломератов в 21 и 31 м. В толще мощностью 450 м выделен 101 пласт. Суммарная мощность конгломератов составляет 37% от мощности всей толщи, песчаников — 59%, глинистых осадков — 3.1% и известняков — 0.3%. Цвет серый и буроватый, местами красный. В конгломератах иногда наблюдается диагональная слоистость; цемент песчаный и песчано-глинистый. Многократное чередование песчаников и конгломератов указывает на частую смену дождливых и засушливых периодов.

Весьма интересны и надсарматские конгломераты Копет-Дага, также описанные И. И. Никшичем (1924, 1926). Они залегают на сармате и перекрываются акчагылом. Два разреза, составленные в центральной и западной частях Копет-Дага, показывают, как сильно изменяется состав отложений зоны подножий.

В центральном Копет-Даге надсарматские конгломераты очень похожи на отложения современных конусов выноса. Они представлены громадной серого и буроватого цвета толщей, достигающей мощности свыше 1000 м. Резко преобладают конгломераты с суммарной мощностью 80% от всего разреза; песчаников всего около 20%; глинистые прослой отсутствуют. Галька окатанная и неокатанная. Схема разреза всей толщи приведена на рис. 91.

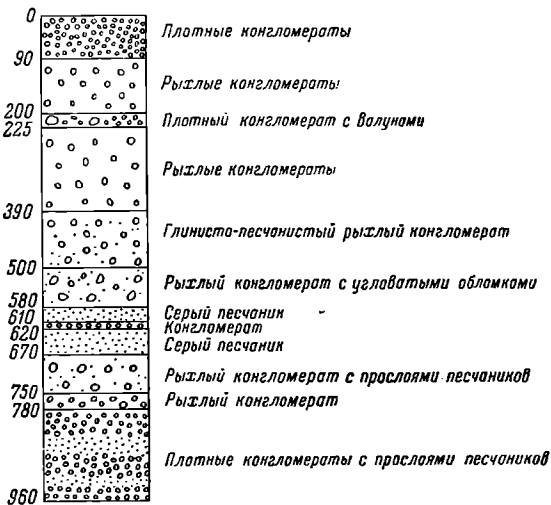


Рис. 91. Разрез надсарматских конгломератов Копет-Дага. По И. И. Никшичу, 1924.

В западной части Копет-Дага разрез меняется и уже преобладают мягкие песчаники. При общей мощности разреза в 800 м песчаников — 720 м, т. е. 84%, конгломератов же всего 16%. Подобное преобладание песчаников наблюдается и в других местностях.

На Памире, в середине Заалайского хребта и в центральных районах развиты пояса мощных (около 2000—2500 м) красноцветных песчаников. Они сильно дислоцированы и слагают высоты в 5000—6000 м. Окаменелости совершенно отсутствуют, и поэтому их относили к нижнему мелу, а иногда к юре и триасу. Работы экспедиции в 1932 г., в которой автор принимал участие, показали, что они согласно залегают на морском нижнем олигоцене и по возрасту относятся к верхам олигоцена и неогену. В песчаниках, отличающихся разнообразным цветом (красные, буро-красные, красновато-фиолетовые и т. п.) нередки тонкие прослой мелкой окатанной гальки. В нижних горизонтах развиты толщи конгломератов мощностью около 100—200 м.

Конгломераты и песчаники зоны подножий развиты и в Дарвазе, затем они окаймляют со всех сторон Ферганскую долину и распространяются вдоль северного и южного склонов Тянь-Шаня (ханхайская и гобийская толщи).

Третичные отложения южных подножий Гиссарского хребта описаны М. Н. Грамм (1949). В бассейне Сурхана и Вахша они подразделены на семь свит верхнеолигоценового — древнечетвертичного возраста. Общая мощность их достигает 5000—5500 м. К западу, в Ширабадском районе, континентальные отложения среднеолигоценового — верхнемиоценового возраста имеют мощность около 2000 м.

В среднем олигоцене — нижнем миоцене (шурьсайская и чильдаринская свиты) отлагались красноцветные, кирпично-красные плотные глины (алевролиты) и песчаники общей мощностью около 1000 м. Среди них встречена пачка серых песчаников и светлых глин мощностью в 30 м с пресноводными остракодами, харами и остатками растений. Это отложения песчано-глинистой пустыни с сухим и жарким климатом. С невысоких гор, которые были расположены на месте Гиссарского хребта и Дарваза, стекали небольшие реки, терявшиеся в песках при выходе на равнину. Местами образовывались пресные озера, в которых отлагались светлые глины и серые песчаники, обитали остракоды и росли харовые водоросли. Скучная травянистая растительность высыхала летом; только в поймах рек существовали заросли тополей (тугай).

В среднем миоцене и в начале верхнего миоцена (хингоуская и тавильдаринская свиты) накапливались мощные толщи, около 1600—2000 м, серых, бурых и лиловатых косослоистых песчаников, с подчиненными прослоями серых плотных глин. Это пойменные, озерные, болотные и русловые отложения; в верхней, тавильдаринской свите русловые отложения преобладают. Найдены кости мастодонта, пресноводные остракоды и хары.

В эту эпоху горные области испытывали значительные поднятия; их вершины были покрыты вечными снегами, вследствие чего усиленно развивалась речная система. Вся область представляла собой обширнейшую аллювиальную равнину, на которой накапливались сравнительно однородные толщи русловых и пойменных песков, алевритов и глин. М. Н. Грамм (1949) считает, что и в это время климат оставался прежним, полупустынным, а растительность — травянисто-степной и тугайной. Вряд ли это так; скорее всего, растительность становится более богатой и сочной, типа индийских джунглей; трудно предполагать, чтобы масто-

донты с их бугристыми зубами жили в полупустыне и питались сухой травой; они приспособлены к жизни в зарослях с более сочной растительностью.

Конец верхнего миоцена—средний плиоцен (каранакская свита) характеризовался появлением красноцветов — красных и бурых плотных глин с прослоями красноцветных песчаников, местами бурых и серых, плохо отсортированных, общей мощностью 500—1000 м. На них залегают полизакская свита (верхний плиоцен) мощностью около 900 м, представленная пролювиальными образованиями — плотными глинами, плохо отсортированными, светлобурыми, бурыми с линзами галек палеогеновых известняков.

Соответственно в верхнем миоцене речная система снова сокращалась и появлялась песчано-глинистая пустыня, вернее предгорная полупустынная равнина каранакской эпохи. В следующую, полизакскую, эпоху образовалось несколько продольных, веерообразно расходящихся антиклиналей и синклиналей, расчленявших каранакскую равнину. В прогибах-синклиналиях концентрировались продукты разрушения антиклиналей, образовавшие полизакскую свиту. Начались новые большие поднятия горных хребтов; у их подножия отлагались мощные толщи конгломератов и песчаников.

В четвертичный период (кулябская свита; в Дарвазе — килимбинская и даштакинская свиты) поднятия горных хребтов и оледенение в их пределах достигали наибольших размеров. В связи с этим и речная сеть получила большое развитие на поверхности полупустынных предгорных равнин. Ближе к горам отлагались мощные километровые толщи конгломератов; особенно большой мощности они достигали в Дарвазе и у подножия Памира с его покровным оледенением — мощными щитами льда на плоскогорьях и колоссальными долинными ледниками длиной в сотни километров. Дальше от гор конусы выноса сменялись песчано-глинистой пустыней, такой же, какая существует и в настоящее время. На поверхности ее отлагались бурые и серые пески и глины с небольшими линзами мелкогалечных конгломератов. В конце четвертичного периода в предгорьях накапливались покровы лёсса.

В палеонтологической части статьи М. Н. Грамм (1949) описаны остракоды, позволяющие проследить перечисленные свиты на значительные расстояния.

Н. И. Гриднев (1953) описал отложения зоны подножий, или, как он их называет, молассы, для Сурхандарьинской депрессии (юго-западный Таджикистан). Особое внимание он обратил на условия образования и фации. Весьма убедительно им доказана полная применимость схемы В. И. Попова, описанной на стр. 273, к объяснению условий образования сурхандарьинских моласс.

В основном веерно-подгорном поясе им выделены фации: фангломераты, лёссовые, русловые, пойменно-луговые. В следующем ниже равнинно-долинном поясе выделены фации: русловые наиболее развитые, пойменные, луговые, озерно-болотные, такырные и такыровидные, ветропесчаные. Работа Н. И. Гриднева (1953) содержит обширный и ценный фактический материал и некоторые хорошо обоснованные положения и выводы.

Отложения подножий описаны для Джунгарского Ала-Тау и Илийской долины С. В. Калесником (1931) и С. С. Шульцем (1931); для долины р. Шилки — Е. Н. Щукиной и Д. С. Соколовым (1932). Установлены они и в ряде районов Кавказского хребта, в четвертичных отложениях

(А. Л. Рейнгардт, 1932) и в неогене (работы М. И. Варенцова и В. Е. Хаина).

С и в а л и к с к а я с е р и я описана Крыным (Krynine, 1937), Де Терра (Terра and Teilhardt du Chardin, 1936) и Уиллером (Weller, 1928).

Общая мощность серии достигает 6000 м; возраст ее нижний миоцен—средний плейстоцен.

Нижний отдел серии мощностью около 2500 м относится к нижнему и верхнему миоцену и сложен внизу серыми песчанистыми породами и темными граувакками (80%), а также красными песчано-глинистыми породами (20%); сверху преобладают красноцветы (75%), серых пород всего 25%. Фауна типичная тропическая — динотерии, лесные свиньи, окапи, бесчисленные крокодилы, питоны, черепахи. Условия образования — тропическая равнина с многочисленными реками, окаймленными богатейшей растительностью и разделенными участками саванн.

Средний отдел мощностью около 1800 м соответствует нижнему и среднему отделам плиоцена. Сложен он внизу чередующимися серыми и красноцветными песчаниками и сланцами, с многочисленными прослоями внутриформационных конгломератов. Вверху преобладают песчано-сланцевые породы серого и желтоватого цвета. В верхнем плиоцене резко сократились мощности пород, вплоть до полного прекращения накопления.

Местами отложения верхнего плиоцена полностью отсутствуют, местами представлены небольшой пачкой эоловых алевроитов (лёсс). Условия образования — саванна, постепенно переходящая в степь, затем полупустыню и, наконец, в настоящую каменистую пустыню.

Верхний отдел серии мощностью 1500—3000 м соответствует нижнему и среднему плейстоцену. Нижняя часть его сложена белыми, серыми, желтоватыми, реже оранжевыми песчано-глинистыми породами, много конгломератов; образование ее происходило в условиях умеренного и сухого климата на высоких наклоненных равнинах, вблизи гор. Породы верхней части отдела отлагались в эпоху оледенения; сложена она валунными конгломератами и песчаниками, встречаются глины и лёсс. Фауна — верблюды, слоны, горные козы, быки, лошади.

Молассы

«Молассы» — это название отложений подножий высоких горных хребтов, несущих постоянный снеговой покров и оледенение. Уже в начале прошлого столетия это название было применено к олигоценовым, среднетретичным и миоценовым отложениям северного подножия Альп, перекрывавшим область хр. Юры, тогда не существовавшего. Недавно В. И. Попов (1945) назвал молассами неогеновые и четвертичные отложения подножий среднеазиатских хребтов, а В. Д. Наливкин (1949; 1951) — верхнекаменноугольные и артинские отложения западного склона Урала. Альпийское название «флиш» еще ранее было применено по отношению к кавказским отложениям и недавно Б. М. Келлером (1940, 1949) к верхнепалеозойским отложениям западного склона Урала, а также им и другими исследователями к девонским отложениям Урала (зилаирская свита) и к ордовичским хребтам Казахстана и Киргизии.

Вызывает сомнение необходимость такого применения иностранных названий к отложениям СССР нередко другого возраста. Правильнее применять местные народные названия, однако, если местных названий нет, то допустимо использование иностранных названий с соответствующими

щими дополнениями по отношению к толщам, хотя бы и различного возраста, но обладающим одинаковыми условиями образования (например ферганские молассы, верхнепалеозойский флиш Южного Урала).

А л ь п и й с к и е м о л а с с ы (Die Molasse). Это народное название прочно вошло в геологическую литературу. Оно происходит от слов «molare», «mahlen» («размолотый», «рыхлый»), обозначающих рыхлые третичные песчаники, обладавшие большими мощностью и распространением. Наиболее полно молассы Альп описаны Геймом (Heim, 1919) в его известной монографии «Geologie der Schweiz»; краткий обзор их приведен в учебнике М. Жинью (1952).

По определению Гейма, «молассы — это продукты разрушения, переноса и переотложения мощных горных массивов, сложенных разнообразными породами. Отложение происходило одновременно с опусканием области накопления. . . Образование моласс — это длительное заполнение большой геосинклинали, располагавшейся между Альпами и Шварцвальдом и прогибавшейся медленно, но с различной скоростью». Правильнее, конечно, применять термин «предгорный прогиб», а не «геосинклиналь».

Накопление моласс началось в среднем олигоцене (стампийская эпоха); в это время отлагались нижние морские молассы. Накопление продолжалось в верхнем олигоцене (аквитанская эпоха), когда отлагались нижние пресноводно-наземные молассы. В нижнем миоцене (бурдигальская эпоха, первый средиземноморский ярус) отлагались морские средние молассы. В среднем миоцене (виндобонская эпоха, второй средиземноморский ярус) закончилось отложение средних моласс и началось накопление верхних пресноводно-наземных моласс, закончившееся в верхнем миоцене (сарматская эпоха, тортонский ярус). Таким образом, накопление моласс — это сравнительно длительный процесс, протекавший то в морских, то в континентальных, наземно-пресноводных условиях.

Мощность моласс весьма различна. Ближе к Альпам она обычно достигает 2500 м; местами только одни конгломераты имеют мощность свыше 3000 м. При удалении от Альп мощность быстро уменьшается, но всегда измеряется несколькими сотнями метров; даже там, где молассы перекрывают место будущего хр. Юра, мощность их иногда достигает 1000 м.

Распространение моласс значительно и своеобразно. Длина занимаемой ими площади около 500, ширина около 100 км. Эта площадь вытянута вдоль северного подножия Альп. Южная граница ее резкая, тектоническая. Северная граница — извилистая и нерезкая, местами неясная; это вызвано тем, что указанная граница представляет собой контуры нескольких дельт, слившихся и частично перекрывавших друг друга. Эти дельты оканчивались то на суше, то в море.

Цвет моласс преимущественно серый и буроватый, однообразный, но местами значительные толщи обладают пестрой или красной окраской.

Слоистость весьма различная. В дельтах она неустойчивая, нередко косая, но по их окраинам — правильная, параллельная, обычного типа. Интересно, что слоистость нередко обладает поразительной правильностью даже в конгломератах, отдельные пачки которых мощностью всего в несколько метров и чередующиеся с ними пачки мергелей такой же мощности прослеживаются на 5—10 и даже 20 км. Такую выдержанность Гейм (Heim, 1919) называет «одной из загадок моласс».

Фауна и флора еще более разнообразны и неправильно распределены. Ближе к Альпам толщи конгломератов мощностью в сотни метров полностью лишены органических остатков. Ниже, в области развития прибрежных морских осадков, некоторые горизонты включают богатейшую

морскую фауну, насчитывающую до 800 видов. Здесь же, но в континентальных толщах, прослой пресноводных известняков переполнены раковинами моллюсков и остракод. Изредка встречаются скопления костей разнообразнейших наземных животных, списки которых заключают многие десятки видов. Остатки растений местами полностью отсутствуют, местами переполняют породу и образуют залежи углей.

Характер фауны и флоры указывает на влажный тропический климат, подобный климату индокитайских прибрежных хребтов.

Наиболее интересна и своеобразна литология моласс. В приальпийской зоне резко преобладают речные конгломераты (нагельфлю) с тонкими прослоями мергелей. Далее, к северо-западу от Альп, конгломераты начинают выклиниваться и замещаться песчаниками, образующими вскоре песчаниковую зону. Еще дальше от Альп песчаники замещаются и переслаиваются с мергелями и известняками, в некоторых областях преобладающими. В зонах песчаников и мергелей встречаются залежи углей, линзы гипса и скопления битумов. В верхних горизонтах моласс грубообломочные фации распространяются далее от Альп, чем в нижних.

Конгломераты моласс слагают мощные толщи, которые носят народное название «нагельфлю» (Nagelfluh). В приальпийской зоне, особенно ближе к Альпам, они достигают необыкновенно широкого развития и большой мощности — выше 3000 м. Местами они слагают однородные вертикальные стены высотой больше 250 м. У окраины Альп молассы состоят на 75 и даже на 85 % из нагельфлю; остальные 15—25 % сложены прослоями мергелей или более редких песчаников. С удалением от Альп эти прослой увеличиваются в мощности, а конгломераты постепенно переходят в песчаники, причем сохраняется их состав, например известковый нагельфлю переходит в известковистые песчаники, а полимиктовый нагельфлю — в полимиктовые, гранитовидные песчаники.

Органические остатки в нагельфлю часто отсутствуют. Только по окраине площади их распространения, в прослоях мергелей и песчаников, появляется морская или пресноводная фауна.

Гейм (Heim, 1919), по примеру других швейцарских геологов, выделяет две основные разновидности: известковый нагельфлю и пестрый или полимиктовый нагельфлю. Первый состоит из галек известняков, доломитов, песчаников и кремней, с известковым цементом. Второй отличается присутствием не меньше 10—20 % галек интрузивных пород — гранитов, порфиров, амфиболитов; много также гальки из кремней и кварцитов; цемент состоит из продуктов разрушения этих пород. В основном в нижних молассах преобладает известняковый нагельфлю; в верхних — пестрый.

Распространение различных типов нагельфлю во времени и в пространстве хорошо видно на рис. 92.

Все нагельфлю состоят из хорошо окатанных галек величиной с орех и достигают размеров с кулак, реже больше — 70 см и даже 2 м. Они представляют собой типичные речные отложения — конусы выносов, располагавшиеся у подножия высоких гор, с хорошо развитым снежным и ледяным покровами. Часть их омывалась и перемывалась морем; часть находилась целиком на суше, окаймляясь равниной и пресноводными бассейнами.

Гейм (Heim, 1919) выделяет три основные конгломератовые дельты. Точнее называть их конусами выноса, так как они располагались на равнине, непосредственно у самого подножия гор. Он ничего не говорит о характере этих гор, указывает только их возраст, но конгломераты подножий дают весьма важные указания в этом отношении. Прежде всего

громадная мощность свидетельствует не только о размерах опускания, но и о высоте гор, особенно если учесть большую площадь распространения. Такую колоссальную массу галечного материала, сколько бы ее не опускали, нельзя получить за счет разрушения невысокого узкого горного хребта. Если вспомнить, что сначала отлагались одни известняковые конгломераты, т. е. разрушалась поверхностная корка, а только потом было вскрыто ядро с его интрузивными массивами, то становится ясно, что разрушалась мощная горная система, непрерывно поднимающаяся и достигавшая в высоту не менее 5—7 км, а может быть еще больше; ширина ее

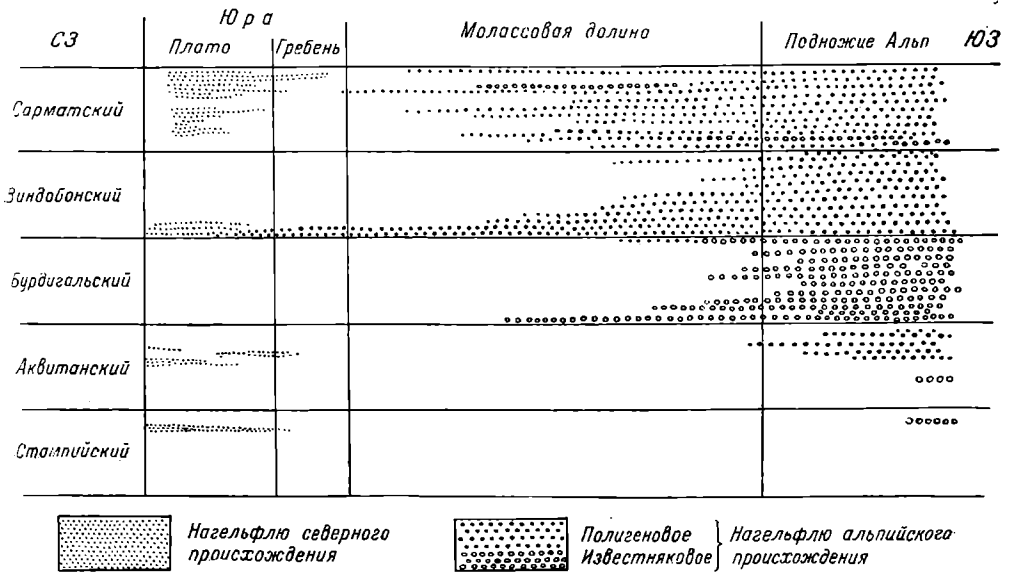


Рис. 92. Распространение различных типов нагельфлю в молассах Альп. По Гейму (Heim, 1919).

несколько десятков, а скорее, немного сотен километров. Эта среднетретичная горная система по своему характеру была очень близка к современным Альпам.

Великолепно окатанные гальки, нередко больших размеров, свидетельствуют о значительном переносе, что определяет и большую длину рек. Громадное количество гальки указывает на громадные массы воды, ее переносившей. Такие массы воды в виде больших бурных горных рек могут возникать только в хребтах с вечным снеговым покровом и широко распространенным оледенением.

Таким образом, громадные массы и состав нагельфлю определяют существование олигоценового и миоценового оледенения альпийского типа.

Песчаники моласс пользуются не меньшим распространением, чем конгломераты и сменяют их на расстоянии 10—15 км от Альп. Для них характерно большое разнообразие, но на фоне этого разнообразия — полное отсутствие красной окраски. Преобладает серый цвет с различными оттенками — синеватым, зеленоватым, желтоватым, нередко бурые и темносерые песчаники. Также характерно отсутствие грубозернистости в песчаниках, они всегда средние и тонкозернистые, причем первые более рыхлые и толстослоистые, а вторые — плотные, тонкослоистые.

Известняковые песчаники — это продукт дальнейшего разрушения известнякового нагельфлю; они синевато-серые или желтовато-серые, среднезернистые, состоящие из зерен кварца, кремней, известняка, образуют пачки до 100 м мощностью.

Гранитовые молассы сложены песчаниками, средне- и тонкозернистыми, серыми, рыхлыми, состоящими из зерен кварца, с значительной примесью красных зерен полевых шпатов и пластинок белой слюды, с кремнистым или доломитовым цементом. Они представляют собой продукт разрушения гранитов или гранитовых конгломератов, поэтому их так и назвали. Местами они переходят в типичные аркозовые песчаники и заключают линзы пестрого нагельфлю. Характерна толстая слоистость, толщина слоев 1—5 м. Они образуют зону шириной около 2 км, окаймляющую зону пестрого нагельфлю.

Плитняковые молассы — песчаники, по составу близкие к песчаникам гранитовых моласс, но отличающиеся большим содержанием пластинок слюд и глинистого материала и тонкой слоистостью. При выветривании распадаются на плитки толщиной 3—30 см. Залегают они на гранитовых молассах, связаны с ними, заключают несколько прослоев с морской фауной и часто обладают великолепными волноприбойными знаками.

Серые молассы — мягкие серые среднезернистые песчаники пресноводного происхождения, напоминающие плитняковые молассы и замещающие их по простираанию.

Песчаники Раллиг — наиболее твердые, яснослоистые песчаники, нередко с волноприбойными знаками; местами образуют толщи мощностью около 600 м.

Песчаники Берн — морские мягкие однородные тонкозернистые песчаники, образующие высокие обрывы; мощность их достигает 360 м.

Мергельные молассы — рыхлые песчаники с глинистым цементом, переходные к мергелям.

Ракушняковые песчаники бурдигальского яруса состоят из банок и скоплений целой и битой ракушки, с большим или меньшим количеством песчаного цемента и со значительной примесью зерен глауконита. Местами образуют хорошо выдержанные горизонты, мощностью 10—30 м, протягивающиеся на большие расстояния, местами — небольшие линзы и прослои.

В виндобонском ярусе, на границе между зоной песчаников и мергелей, развита своеобразная известково-песчаная ракушняковая брекчия лагунного происхождения, состоящая из раковин *Melanopsis* — типичной солоноватоводной формы. Мощность 7—9 м.

Мергели моласс распространены по всей площади их развития, но в различных зонах выражены неодинаково. В приальпийской зоне мергели образуют сначала прослой и пачки среди конгломератов; дальше от Альп мощность их увеличивается, достигая местами 300 м. Нередко для них характерна пестрая, преимущественно красная окраска, реже зеленая, желтая, синяя, серая, пятнистая. В то же время прослой песчаников среди красных мергелей всегда серые, синеватые или желтоватые, но никогда не красные.

На расстоянии около 40 км от Альп нагельфлю исчезают, песчаники резко сокращаются и преобладают мергели и песчаные мергели, слагающие до 70% всей толщи моласс. Нередки и переходные к известнякам разновидности.

Улитковыми, или гелицитовыми, мергелями называют озерные мергели, часто темные, битуминозные, с многочисленными раковинами пресно-

водных и наземных гастропод (*Helix*). Мощность их местами достигает 30—80 м.

Некоторые разновидности мергелей служат сырьем для производства цемента.

Известняки моласс — отложения, наиболее удаленные от Альп и часто тесно связанные с мергелями. В приальпийской зоне они очень редки. На расстоянии 30—40 км от Альп они обычны и встречаются в различных горизонтах моласс, но преимущественно в верхних. Они представляют собой озерные и болотные отложения и почти всегда сопровождают пласты углей. Типичные морские органогенные известняки отсутствуют, если не считать ракушнякав.

Озерные известняки, серые или желтоватые, небольшой мощности — около 2 м, в виде исключения около 20 м, тонкослоистые, глинистые, плотные, однородные или желваковатые, часто битуминозные или вониючие, изредка кремнистые. Чаще всего в них встречаются *Planorbis*, *Limnaeus*, *Helix*, изредка кости млекопитающих.

Угли моласс широко распространены в области развития тонкозернистых осадков; известно более 350 местонахождений, но все это залежи или пласты небольших размеров и небольшой мощности, быстро выклинивающиеся и не связанные друг с другом; промышленное значение их невелико. Степень углефикации невысокая (бурые угли), но внешний вид, как у каменных углей — черные, блестящие, с раковистым изломом. Выделяют (Heim, 1919) две разновидности углей — автохтонные и аллохтонные.

Аллохтонные угли образованы из принесенного растительного материала, преимущественно стволов и ветвей деревьев и обладают низким содержанием золы, около 2—4%. Залежи их почти всегда имеют вид небольших гнезд, в большом числе встречающихся в самых разнообразных отложениях, даже в конгломератах и среди устричных банок. Обычные размеры гнезд — несколько метров в длину и несколько десятков сантиметров в толщину.

Автохтонные залежи включают в себя все промышленные залежи и обладают всеми признаками образования на месте, в пресноводных озерах и болотах. Размеры небольшие; как исключение встречаются залежи с площадью 20—30 и 6—7 кв. км; подавляющее большинство меньше 1 кв. км и до одного гектара. Мощность обычно 20—40 см, как исключение 50—60 см; нередко сложные пласты мощностью 90—120 см, состоящие из нескольких прослоев по 9—15 см. Содержание золы высокое, как правило, 12—30% и выше, вплоть до перехода в углистые глины и мергели. Уголь всегда подстигается битуминозным пресноводным мергелем или известняком с *Planorbis*, *Limnaeus*, *Anodonta*, *Unio*, *Melania*. Покрывающие пласты весьма разнообразны — от глин до конгломератов; иногда они морского происхождения, что свидетельствует о расположении болот у берега моря, по окраине дельты. Органические остатки чаще всего состоят из растений, реже из пресноводных животных. Известны богатейшие находки костей и скелетов наземных животных, которые гибли в трясилах болот. Гейм (Heim, 1919) приводит несколько описаний отдельных месторождений углей.

Гипс моласс мало распространен и представлен маленькими линзами небольшой мощности, возникавшими в результате высыхания лагун и прибрежных горько-соленых озер.

Нефтеносность моласс большая, но ясная. Выражается в развитии битуминозных мергелей и глин и в пропитывании песчаников

нефтью. Некоторые песчаники содержат от 2 до 5 % битумов; в одном случае нефть просачивалась из песчаников и собиралась на поверхности болотца, откуда ее собирали ложками и употребляли для освещения. Все нефтеносные песчаники связаны с битуминозными глинами и мергелями озерного и лагунного происхождения.

Условия образования моласс. Вдоль подножия высокой молодой складчатой горной системы типа современных Альп, с таким же оледенением, протягивался пояс конусов выноса, сливавшихся друг с другом, длиной около 500 км. Длина и ширина трех конусов выноса достигали нескольких десятков километров. Иногда конусы образовывали настоящие дельты. Ширина наиболее крутой части конусов выноса, сложенной конгломератами, была небольшая, около 10—15 км. Далее, к северо-западу от Альп, следовала более пологая часть склона, сложенная песчаниками. Она постепенно переходила в предгорную равнину, тянущуюся далеко на север. Поверхность этой равнины в одни эпохи была сушей и на ней располагалась сеть небольших озер и болот и, очевидно, речная сеть, не менее хорошо развитая. В другие эпохи эта равнина опускалась ниже уровня моря и представляла собой мелководный бассейн с песчано-глинистым известковым дном и многочисленными скоплениями ракуши.

Вся эта равнина медленно опускалась, образуя предгорный прогиб. Мощность отложений, заполняющих прогиб, достигает 1500—2000, а к горам — свыше 3000 м.

К северу, за прогибом, располагался древний массив Шварцвальда, представлявший собой уже окраину Балтийского материка.

Альпийским молассам посвящены также работы Берсье (Bersier, 1945), Моно (Mornod, 1945). Молассы Китая описаны Тейаром (Teilhard du Chardin, 1936).

Отложения зоны подножий мезозойского и палеозойского возраста. Мезозойские отложения зоны подножий представлены мощными толщами юрских угленосных отложений, связанными с палеозойскими массивами, за счет разрушения которых они образовались. По своему характеру юрские отложения подножий очень близки к третичным. Отличаются они большей дислоцированностью, большей метаморфизованностью и большей размытостью. Нередко значительная часть их смыта и сохранились только отдельные участки и обрывки. Но местами, например в хребте Богдо-Ола, по данным Мерцбахера (Merzbacher, 1916), мощность юрских отложений подножий достигает 4500 м. Разрез их следующий (сверху вниз):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Синевато-черные листоватые битуминозные глинистые сланцы, частью гипсоносные и с прослоями красной глины | 300 м |
| 2. Толстослойные синевато-серые глинистые сланцы и серо-желтые плотные песчаники | 2000 » |
| 3. Зеленые, частью красные мергелистые сланцы | 200 » |
| 4. Желтовато-серо-коричневые конгломераты с прослойками красных мергелей | 200 » |
| 5. Зеленоватые глинистые сланцы, мергелистые сланцы, коричневые железистые песчаники, беловатые песчаники, почти без угля, но часто углистые | 500 » |
| 6. Те же породы, но с многочисленными прослоями угля | 500 » |
| 7. Красные и желтые глины с прослоями лав, углем и песчаниками | 300 » |
| 8. Песчаники и зеленые мергели со стволами деревьев | 400—500 » |
| 9. Глинистые железистые песчаники с прослойками угля и зеленого мергеля. Видимая мощность | 100—200 » |

К отложениям зоны подножий относятся некоторые свиты юрских континентальных угленосных отложений Восточного Забайкалья и Дальнего Востока, заключающие в себе толщи немых конгломератов и песчаников, мощностью в сотни метров.

Палеозойские отложения зоны подножий представлены мощными толщами немых конгломератов и песчаников, нередко встречающиеся в верхнепалеозойских отложениях. Несомненно, что они развиты и в более древних системах. Их характерные признаки: чрезвычайная мощность, резкое преобладание песчаников и конгломератов и очень быстро, на расстоянии немногих десятков километров, а иногда и километров, меняющийся разрез.

Флиш

Если молассы представляют собой окраинную часть зоны подножий, то еще более от хребта удалена область накопления флиша. Несмотря на это, связь с горным хребтом для флиша обязательна и несомненна. Если нет молодого поднимающегося горного хребта, то нет и флиша, и, наоборот, наличие флиша, как и всяких других отложений подножий, определяет существование и положение хребта, за счет разрушения которого он образуется. Эта связь отмечена многими исследователями, но наиболее полно она изучена Н. Б. Вассоевичем (1948) в его монографии «Флиш и методика его изучения». В этой монографии рассмотрены главнейшие предшествовавшие работы, приведен полный список литературы и весьма подробно рассмотрена слоистость и особенно ритмичность осадконакопления, которая использована для корреляции разрезов.

Условия образования флиша подробно рассмотрены и в другой работе Н. Б. Вассоевича (1951). В ней описаны гиероглифы и фукоиды, органические остатки, найденные во флише, его связь с другими отложениями и тектоническая обстановка, существовавшая в эпоху его образования.

«Ф л и ш» («flysch») — это название, применявшееся швейцарскими каменоломами для обозначения особенно хорошо слоистой, легко разрабатывавшейся породы. Буквальный его перевод — «скользящий, соскальзывающий камень». Типичный флиш развит в западных Альпах, в пределах Франции и Швейцарии. В зависимости от литологического состава он получает дополнительные обозначения, например: «черный флиш» отличается присутствием черных сланцев, «песчаный флиш» — широким развитием песчаных пород, «известняковый флиш» — преобладанием известняков, мощность пластов которых достигает 10 м. «Дикий флиш» — пласты и линзы конгломератов и брекчий, встречающиеся среди нормального флиша. Они представляют собой подводные оползни или обвалы. Последние сводки по альпийскому флишу имеются в руководстве Жинью (1952) и в статье Эрдли и Уайта (Eardley and White, 1947).

Флиш в понимании советских геологов — это мощная толща тонкозернистых, тонко- и ритмичнослоистых известковистых песчаников, мергелей, известняков и аргиллитов. Он обладает большим географическим распространением и встречается в отложениях самого различного возраста, начиная с докембрия, но обязательно одновременных с проявлением складчатостей.

Для флиша весьма характерна слоистость. Обычно она тонкая, правильная, выдерживающаяся на значительных расстояниях. Одновременно внутри отдельных прослоек, особенно песчаных, наблюдается косая и неправильная слоистость. Слои различного состава чередуются

с определенной закономерностью, образуя многочисленные ритмы, весьма детально рассмотренные Н. Б. Вассоевичем (1948).

В разных областях состав ритмов различен. В киязинском флише (кампанский ярус Азербайджана) наблюдается следующая последователь-



Рис. 93. Ритм киязинского флиша. По Н. Б. Вассоевичу, 1948.

1 — алевроит; 2 — светлый мергель с темными фукоидами; 3 — темная глина.
Выше — основание следующего ритма. Уменьшено в 1,5 раза.

ность (рис. 93): 1) листоватый алевроит; 2) светлый мергель с черными пятнами от фукоидов; 3) темные глины. Вверху видны алевроиты начала следующего ритма.

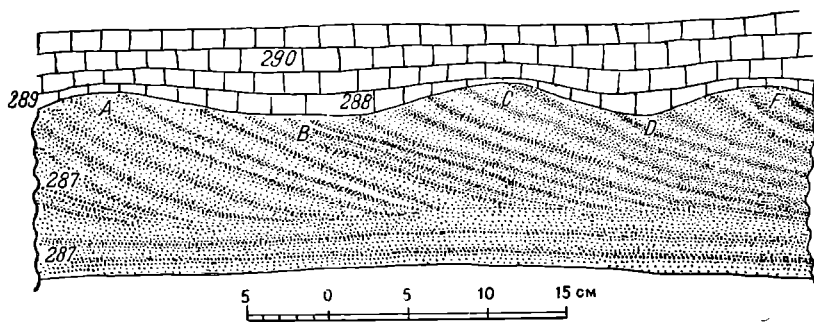


Рис. 94. Ритм кемчинского флиша, г. Дибрар, Азербайджан.
По Н. Б. Вассоевичу, 1948.

В кемчинском флише (г. Дибрар, Азербайджан) (рис. 94) в основании (слой 287) залегает песчанистый известняк; внизу — горизонтально слоистый с прослойками песчинок, сверху — косослоистый. Выше следует слой 288 — тонкозернистый мергелистый известняк. Он отделяется тончайшим прослойком (0.1—0.2 см) известковистой глины (слой 289) от тонкозернистого мергелистого известняка — слой 290. В Новороссийском районе свита цементных мергелей сантонского яруса состоит из ритмов,

заканчивающихся мягкими зелеными глинами («подмазка») мощностью 0.6—2.5 см и начинающихся белесоватыми мергелистыми известняками мощностью 20—53 см («натурал»). Здесь же, у разъезда «Горный», в толще, подстилающей продуктивную свиту «натуралов», ритмы начинаются известковыми песчаниками или песчанистыми известняками мощностью 5—20 см иногда с глауконитом. Выше залегают серые мергели или мергелистые глины, 6—18 см. Вверху лежат светлосерые или палевые плотные известняки мощностью 3—20 см.

Цвет преимущественно серый, светлосерый или палевый, реже темносерый, коричневый, зеленый и темносерый.

Состав флиша весьма разнообразен; встречаются известняки, мергели, глины, алевролиты и тонкозернистые песчаники. Отсутствуют массивные известняки, особенно рифовые; нет углей, солей, железистых соединений и конгломератов. Местами наблюдается нефтеносность. Нередка примесь глауконита (в песчаниках и алевролитах) и пирита; довольно обычно окремнение за счет химического осаждения или примеси кремневых микроорганизмов. Все породы более или менее тонкозернистые и ясно-слоистые.

Органические остатки, по Н. Б. Вассоевичу (1948), характеризуются следующими особенностями: 1) бедностью и полным отсутствием целых скелетных образований макроорганизмов, особенно прирастающих, например кораллы и мшанки; 2) обилием детрита скелетных образований; 3) обилием в некоторых свитах микроорганизмов, в частности фораминифер, реже радиолярий и остракод; 4) отсутствием высших растений; изредка встречается углистый детрит; 5) обилием «следов жизни» червей-иллоедов — фукоидов, гиероглифов, ходов; 6) ритмичностью в распределении, соответствующей ритмичности осадконакопления.

В следующей своей работе Н. Б. Вассоевич (1951) приводит дополнительные, весьма интересные данные. В нижнем слое ритма, наиболее грубозернистом, иногда грубообломочном, встречается самое большое количество обломков раковин пелеципод, гастропод, брахиопод, морских ежей, скелетных образований мшанок и известковых водорослей (нуллипор), а также зубов акул и скатов. В следующем, более тонкозернистом, слое ритма отбор остатков организмов определялся не механическими условиями, как в первом слое, а физико-химическими. В песчаных породах сохранялись только песчаные фораминиферы; в карбонатных породах — планктошные известковые фораминиферы; в кремнистых породах нередко спикулы губок, радиолярий и в отдельных случаях диатомей. Остатки макрофауны крайне редки. В меловом флише в верхнем наиболее тонкозернистом слое ритма остатки скелетных образований крайне редки, но он изобилует следами деятельности червей (ходы, фукоиды) и гиероглифами. Очень редко встречаются толстостенные раковины иноцерамов.

Суммируя, мы видим, что органический мир флиша весьма своеобразен. Основная его особенность — это резкое отличие от обычных морских фаун средних и более значительных глубин, т. е. глубин от немногих десятков и до нескольких сотен метров. Фауны этих областей и флиша не имеют ничего общего между собой; это видно из сравнения фауны флиша с обычными фаунами. Этот важнейший факт определяет невозможность образования флиша на склонах прогибов морского дна, вопреки мнению Н. Б. Вассоевича и других исследователей.

С другой стороны, массовое нахождение битой ракуши, разнообразной и окатанной, а также отдельных одиночных толстостенных форм (иноце-

рамов) обычно и характерно для небольших глубин и особенно для зоны прибоя — береговых валов и расположенного выше пляжа.

Мощность флиша обычно измеряется сотнями метров, нередко она превышает 1000 м. Такие большие мощности связаны с большой длительностью накопления флиша. Возраст его определяют как палеогеновый, верхнемеловой, верхнепалеозойский и т. д. Н. Б. Вассоевич приводит уже более узкие возрастные обозначения, чаще всего соответствующие ярусу, однако промежутков времени, соответствующий ярусу, также достаточно значительны. К сожалению, Н. Б. Вассоевич (1948) не связывает ритмичность флишакопления с какими-либо периодическими климатическими изменениями. По его мнению, ритмичность обусловлена тектоническими движениями.

Интересны данные о длительности одного ритма, приведенные Н. Б. Вассоевичем (1951). В среднем длительность составляет 2400 лет и колеблется в пределах 500—5000 лет. Как это отмечает и сам Н. Б. Вассоевич, эти цифры сугубо условны. Он принимает за исходную цифру продолжительность верхнего мела в 30 000 000 лет. Надо учесть, что не менее принят период в 1 500 000 лет, высчитанный по данным скоростей осадконакопления. Средняя продолжительность ритма 120, минимальная — 25 и максимальная — 250 лет. Если же принять среднюю мощность ритма в 5 см, как это делает Н. Б. Вассоевич, то такие мощности вполне соответствуют осадкам, накапливающимся на поверхности дельт или прибрежных равнин в течение года. Таким образом, для флиша вполне вероятно наличие сезонной слоистости.

Развитие флиша достигает больших размеров, но все же ограничено. Н. Б. Вассоевич (1948) сравнивает разрезы, удаленные друг от друга на 1000 км, но отдельные выделяемые им типы флиша пользуются незначительным распространением — на расстоянии десятков километров или единиц сотен километров. Это хорошо подтверждается ограниченным распространением поворооссийского флиша. Интересно, что уже на Керченском полуострове флиш отсутствует, замещаясь глубоководными глинами и мергелями и мелководными нуммулитовыми известняками. Такие замещения, безусловно, существуют и на Кавказе. В Копет-Даге и на Мангышлаке флиша нет, как нет его во всех хребтах Средней Азии. Это подчеркивает ограниченность площадей развития флиша, несмотря на их значительные размеры.

Своеобразно распространение флиша и во времени. Н. Б. Вассоевич (1948) приводит интересную схему эволюции точек зрения различных исследователей и заканчивает ее изложением своей точки зрения: «...флиш распространен во всех складчатых сооружениях различного возраста Старого и Нового Света, Северного и Южного полушарий, в Арктике и Антарктике. . . Флиш — геотектоническая фаация, знаменующая определенный этап в развитии всех геосинклиналией, включая и докембрийские».

Н. Б. Вассоевич (1951) уточняет положение эпохи флишеобразования. Каждая складчатость в своем начале, когда повсеместно происходят опускания, местами становится областью накопления аспидных формаций. В следующую эпоху, эпоху расчленения, в некоторых зонах геосинклинали опускания сменяются поднятиями; в других же зонах продолжают опускания. Поднятия становятся кордильерами, а в прогибах происходит, правда не во всех, накопление флишевых толщ. Наконец, в третью, последнюю эпоху в геосинклинали наблюдаются повсеместные поднятия. Геосинклиналь становится молодым складчатым хребтом, у подножия которого

отлагаются мощные толщи продуктов разрушения — молассы. Таким образом, в каждой геосинклинали сначала отлагаются аспидные формации, затем флишевые толщи и, наконец, молассы.

Эта стройная картина подкупает своей логичностью и, возможно, соответствует действительности. Главная поправка, которую следует внести, становится ясной на примере Урала. Урал развивается в течение трех эпох, намеченных Н. Б. Вассоевичем, не одновременно во всех своих частях. Восточный склон становится горным хребтом в верхнем карбоне, центральная часть — в артинскую эпоху, а западный склон — в кунгурскую. Это неодновременное проявление эпох служит причиной того, что различные зоны в одно и то же время проходят различные стадии развития. В то время, как на востоке отлагаются молассы, в центральной зоне накапливается флиш, а на западе — аспидная формация. Последовательность аспидная формация—флиш—молассы проявляется только в однородной тектонической зоне, но в пределах одной и той же геосинклинали таких зон, не совпадающих в своем развитии друг с другом, может быть несколько. Так, на восточном склоне Урала аспидная формация наморская, или среднекаменноугольная, в центральной зоне — верхнекаменноугольная, а на западе — даже нижнепермская. На западном склоне Урала на востоке отлагались молассы, а на западе, ближе к платформе, — флиш. Такая одновременность различных формаций (тектонических) и разновременность тождественных формаций наблюдается, безусловно, и в других геосинклиналях.

При установлении связи флиша с тектоническими движениями необходимо учитывать, что до сих пор остается неизвестным, почему в неогеновых отложениях Кавказа нет флиша. Кроме того, альпийская складчатость интенсивно проявлялась в верхнем мелу—палеогене Копет-Дага и южных районов Средней Азии, тем не менее флиша там нет. Очевидно, образование флиша связано не только с тектоническими движениями.

Это заставляет сделать следующий вывод: флиш и его ритмичность непосредственно от тектонических движений не зависят, что доказывается отсутствием флиша во многих областях, где проявлялись тектонические движения. Но косвенная зависимость флиша от тектоники, безусловно, существует. Тектоника создает горные хребты, предгорные прогибы и другие палеогеографические обстановки, которые непосредственно и создают условия, необходимые для образования флиша.

Флиш — это палеогеографический комплекс фаций, возникающий в эпохи складчатостей, в ограниченных областях.

Условия образования флиша устанавливаются с трудом, так же как и для других свит, обладающих ограниченным распространением в пространстве и во времени. Поэтому теория образования флиша очень много. Краткая сводка их приведена у Н. Б. Вассоевича (1948, 1951). Он считает флиш морским осадком, отлагавшимся в середине геосинклинали в неглубоких (200—400 м) корытообразных прогибах, которые располагались рядом и параллельно поднимавшимся цепям островов (кордильерам). Длина прогибов достигала нескольких сотен километров при ширине 60—150 км. К сожалению, схема распространения осадков, приведенная Н. Б. Вассоевичем, не подтверждена фактическим материалом, хотя бы карточками, на которых было бы показано действительное распространение флиша и близких к нему пород, поэтому она мало убедительна. Теория Н. Б. Вассоевича (1948, 1951) не объясняет прежде всего основного признака флиша — правильной тонкой ритмичной слоистости. Такая слоистость отсутствует в отложениях морских открытых прогибов,

так как деятельность прибоа, волн и береговых течений слишком сильна и такие тонкозернистые осадки уносятся и перемешиваются.

Не объяснена также косая слоистость в песчаниках и алевролитах; донные течения слишком слабы для ее образования. В современных глубинных песках косая слоистость отсутствует. Не объяснен и самый источник материала, накопившегося в таких громадных количествах. Деятельность прибоа и химическое осаждение углекислого кальция не могут быть этим источником.

Все эти замечания одинаково относятся к многочисленным теориям, считающим флиш глубоководным осадком. Глубоководности противоречат также большая мощность осадков и нахождение обломков толстостенных иноцерамов в тонкозернистом осадке.

Заслуживает внимания теория Зубера (Zuber, 1901), который считал, что у устья р. Ориноко отлагаются современные аналоги флиша. Однако это неверно, так как устье Ориноко не расположено в зоне предгорного прогиба и поэтому не может служить местом накопления километровых толщ. Дельтовая теория объясняет все отмеченные выше вопросы, но она должна быть дополнена тектонической частью. Связь флиша с проявлениями складчатости и нахождение его в прогибе, расположенном вдоль поднимающегося горного хребта, несомненны. Нельзя только представлять себе поверхность предгорного прогиба как какую-то депрессию, трог или корытообразный прогиб. Поверхность прогиба может быть горизонтальной и даже выпуклой и поднятой над уровнем моря.

Скорее всего флиш отлагался в подводной части серии дельт, представлявших окраинную часть зоны подножия, тянувшейся вдоль поднимавшегося молодого горного хребта. Источником материала для образования известняков и мергелей были продукты разрушения верхнеюрских известняков, недавно отложившихся и при поднятии складчатых гор разрушавшихся в первую очередь. Дальнейшие более значительные поднятия вывели в зону разрушения не только известняки, но и песчаники и эффузивы средней и нижней юры, что и было причиной смены флиша молассаи с их песчаниками, мергелями и линзами конгломератов.

Ритмичная слоистость была обусловлена не гипотетическими тектоническими пульсациями, а действительно существующими периодическими изменениями режима рек, связанными с сезонными или более длительными изменениями климата. Она обычна для дельтовых, наземных и подводных отложений. Косая слоистость в песчаных пачках, в дельтах — обычное явление.

В илистом жидком грунте дна моря, в условиях сильного опреснения, отсутствие макрофауны естественно и понятно. Наиболее загадочно полное и почти полное отсутствие целых раковин при частом нахождении их детрита. Важно отметить, что и целые раковины и детрит принадлежат толстостенным мелководным формам, например иноцерамам. Одно это доказывает невозможность глубоководного образования флиша, но, кроме того, оно почти исключает возможность образования флиша в водных бассейнах вообще. Нет сомнения, что значительные толщи флиша образовались над уровнем моря, хотя и вблизи от него, на поверхности плоских, очень низких равнин, затоплявшихся половодьями.

Весьма вероятно существование по окраинам дельт пояса баров, перемычек, отгораживавших от моря систему обширных мелких пресноводных озер или солоноватоводных лагун, также заполнявшихся известковым илом, приносимым реками или оседавшим в виде химического осадка.

В заключение следует остановиться на грубообломочных толщах, связанных с флишем и носящих названия «дикого флиша» и «грубого флиша».

Д и к и й ф л и ш представляет собой брекчию, состоящую из обломков глыб самой различной величины, но сравнительно однородного состава, с песчано-глинистым цементом. Отдельные глыбы достигают громадных размеров, образуя утесы, например Дибрарские утесы Восточного Кавказа.

Г р у б ы й ф л и ш тесно связан с диким флишем и представляет его разновидность, сложенную более мелкими и более окатанными обломками; в основном это конгломерато-брекчии. Ширина полосы развития дикого и грубого флиша редко превышает 10—15 км.

Г р а в е л и т ы (микроконгломераты) — продукты дальнейшей переработки грубого флиша — уже значительно удалены от кордильер и нередко входят в состав типичного флиша, слагая нижний, наиболее грубозернистый, слой ритма. Очень важно отметить, что даже гравелиты сравнительно плохо окатаны и напоминают уплотненный гравий.

Условия образования дикого и грубого флиша и гравелитов сравнительно ясны. Большинство исследователей считает их обвалами и осыпаниями, сползающими по склонам кордильер. Это доказывается составом пород, слагающих флиш и гравелиты. Вопрос заключается только в том, где происходили эти оползни и обвалы, на дне моря или на поверхности суши.

Н. Б. Вассоевич (1951), В. Е. Хаин (1947) и многие другие исследователи считают оползни и обвалы подводными, но никаких доказательств этому они не приводят, кроме общих соображений и указаний на переход грубого флиша в типичный.

Дикий и грубый флиш следует признать в основном наземными отложениями, отложениями обширных прибрежных равнин, долин и дельт, так как они расположены между областями разрушения и областями накопления типичного флиша. Кроме того, наземное происхождение дикого и грубого флиша доказывается и тем, что на поверхности глыб и утесов, их слагающих, нет никаких следов прирастающих морских организмов. Они были бы обязательно, если бы эти глыбы находились на дне моря. В цементе брекчий и конгломератов полностью отсутствует морская фауна, нахождение которой обязательно в обломках, погребенных на дне моря.

Весьма важен постепенный переход дикого флиша в грубый и последнего в гравелиты. Подобный переход может происходить только тогда, когда первоначальный крупнообломочный материал разрушается все больше и больше, а продукты разрушения переносятся все дальше и дальше, как это изображает Н. Б. Вассоевич (1951) на рис. 34, 55 и других. Подобное разрушение и перенос невозможны на дне моря. Изучение подводных обвалов показало, что масса обвала резко и непосредственно сменяется илстыми осадками. Это вполне понятно, так как на тех глубинах, куда сползают обвалы, прибоя нет и, следовательно, отсутствуют факторы дальнейшего разрушения и переноса.

Для наземных обвалов и оползней обязательны их дальнейшие разрушение и перенос более мелких обломков. Такое разрушение и перенос чаще всего совершается временными потоками. Это полностью объясняет иллейфовое распространение гравия и его слабую окатанность.

Таким образом, состав и распространение дикого и грубого флиша и гравелитов служат новым весьма важным доказательством их наземного происхождения и тем самым наземного и дельтового происхождения типичного флиша.

За последнее время в некоторых областях были выделены толщи, аналогичные флишу. Примером их может служить верхнепалеозойский флиш западного склона Урала, выделенный А. И. Осиповой (1945), С. В. Максимовой и А. И. Осиповой (1950), Б. М. Келлером и Ю. М. Пушаровским и Б. М. Келлером (1949). Грубообломочные фации, аналогичные «дикому флишу», описаны А. А. Богдановым (1946) и Б. М. Келлером (1949).

З и л а и р с к и й ф л и ш, описанный Б. М. Келлером (1949), относится к среднему и верхнему карбону и лежит над зилаирской свитой (аспидная формация) фаменского и турнейского возраста. Мощность его достигает 2200—3500 м, протяженность около 250 км, ширина площади 20—50 км. Вся толща флиша состоит из терригенных отложений: песчаников, глинистых сланцев, реже мелкогалечных конгломератов и песчаных известняков. Разнообразные породы флиша чередуются друг с другом, залегая пластами мощностью от 0.05—0.1 до 1.5—2 м. В этом бесконечном чередовании устанавливается четкая ритмичность; каждый ритм начинается более грубозернистыми породами, с размывом залегающими на подстилающих горизонтах, и заканчивается тонкозернистыми породами — аргиллитами или мергелями.

Ритмичность — это основной, определяющий признак флиша. Весьма характерны встречающиеся местами линзовидные пласты брекчий, в состав которых входят глыбы свыше 30 м в поперечнике. На нижней поверхности песчаников развиты своеобразные скульптурные образования — гьероглифы. Наблюдается косая слоистость. Фауна встречается крайне редко.

Ю р е з а н с к и й ф л и ш выделен А. И. Осиповой (1945) и описан Б. М. Келлером (1949), а также С. В. Максимовой и А. И. Осиповой (1952). Он развит в среднем течении р. Юрезань и далее к западу, до долины р. Сим, и по возрасту относится к сакмарскому ярусу нижней перми. Площадь его распространения ограничена: около 75 км длиной и 25—30 км шириной. Мощность достигает 850 м. Характерно ритмическое строение, причем ритм обычно состоит из трех членов: внизу — тонкозернистые песчаники, выше — глинистый алевролит, сверху — глины. В основании песчаников — следы размыва и гьероглифы. В песчаниках нередко косая слоистость.

Детально изучена палеонтологическая характеристика. По данным С. В. Максимовой, остатки животных встречаются очень редко. В разрезе по Юрезани, в толще мощностью 260 м было выделено 386 слоев; из них только в 36, с суммарной мощностью 7 м, была встречена фауна; преимущественно аммоны, реже мелкие пелециподы. Все они носят следы угнетения, которое, по мнению С. В. Максимовой, вызвано опреснением и значительной скоростью накопления осадков.

Остатки растений встречаются часто, но преимущественно в виде детрита.

Прослой брекчий отсутствуют, но обычны в подстилающих и покрывающих горизонтах.

В Зилаирском синклинории юрезанскому флишу соответствуют нижнепермские молассы, что, по мнению Б. М. Келлера, указывает на обособление прогибов. Однако, скорее всего, прогиб был один и тот же, но условия осадконакопления в нем были разные.

Б. М. Келлер (1949) объясняет, что возникновение ритмического строения флиша произошло в связи с действием гигантских волн «цунами», вызывающихся подводными землетрясениями. Одновременно он считает, что длительность образования ритма была около 3500 лет. В этом заключается

противоречие, так как цунами бывают гораздо чаще и без всякой периодичности. Совершенно правильно Б. М. Келлер подчеркивает неясность источника громадного количества терригенного материала, слагающего толщи верхнепалеозойского флиша.

Флишевые толщи, связанные с каледонской складчатостью, обнаружены в ряде областей Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии. Они описаны А. А. Арустамовым (1953) и С. М. Бандалетовым (1953).

В Северной Америке аналоги флиша и моласса установлены в верхнем палеозое Скалистых гор. Кинг (King, 1937), а за ним Эрдли и Уайт (Eardley and White, 1947) сопоставляют с флишем и молассами верхний палеозой Марафонского района в западном Техасе, который «преимущественно кластический, сложенный песчаниками и сланцами, с пачками известняков и конгломератов. Они достигают мощности 3600 м на юго-востоке района, но она значительно меньше на северо-западе. Нижняя свита Тезнус (Tensius) — это толща сланцев и тонкозернистых песчаников мощностью до 2000 м. Следующая свита Даймпл (Dimple) сложена известняками мощностью до 300 м. Выше лежащая свита Гэймонд (Haumont) снова состоит из сланцев и песчаников со своеобразным пластом конгломератов вверху; общая мощность 900 м.

«Верхние 600 м разреза, относящиеся к свите Гэптанк (Gaptank), представляют чередование известняков и конгломератов с прослоями сланцев и песчаников. Морская фауна изредка встречается в известняках Даймпл и в некоторых прослоях в свите Гэймонд, но обильна в многочисленных горизонтах свиты Гэптанк» (Кинг, 1937, стр. 55).

Свита Гэймонд отличается также правильной ритмичной слоистостью, образованной чередованием пачек песчаников и сланцев. Мощность пачек колеблется от одного-двух сантиметров до 10—15 см. Эратические глыбы в ее верхней части достигают 40 м в диаметре.

Свиты Тезнус и Гэймонд сопоставляются с альпийским флишем, а свита Гэптанк — с молассами.

Аспидная формация

Аспидная формация — это своеобразный комплекс песчано-глинистых отложений громадной мощности, достигающей тысячи метров, и с очень большим распространением. Типичными примерами ее служат аспидные сланцы нижней юры, слагающие всю восточную половину водораздельной части Главного Кавказского хребта, и зилаирская толща Южного Урала, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста.

Отложения, слагающие аспидную формацию, давно известны, но обособление их в особую формацию, связанную с предгорными прогибами и проявлениями складчатости, сделано недавно, в 1946 г., Б. М. Келлером (1949) и в 1947 г. Н. Б. Вассовичем.

По определению Б. М. Келлера (1949), аспидной формацией называются мощные толщи чередования «граувакковых» песчаников и сланцев с зачаточной ритмичностью флишевого типа. Характерными спутниками указанных образований являются прослой вулканических туфов, пачки силицитов и, как следствие позднейшего динамометаморфизма и гидротермальных процессов, кровельные сланцы, аспидные сланцы и кварцевые жилы.

Аспидные сланцы Кавказа слагают всю центральную зону восточной половины Главного Кавказского хребта, занимая громадную площадь, вытянутую по простиранию складчатых структур. Целые

горные массивы и гребни сложены этой однообразной темноокрашенной сланцевой тонкослоистой толщей, достигающей исключительной мощности. 3000—4000 м. Возраст ее точно не установлен; верхние 500 м заключают прослой с бедной аммонитовой фауной среднего лейаса. Нижние горизонты нигде не вскрыты; поэтому вполне возможно, что нижняя, большая, часть толщи соответствует нижнему лейасу и верхнему триасу, подобно тому как это наблюдается в таврической толще Южного Крыма.

Описание аспидной формации Восточного Кавказа приводим по сообщению В. Д. Голубятникова (1954).

Отложения среднего лейаса (домерская фауна в верхних слоях) протягиваются полосой с северо-запада на юго-восток шириной до 20 км, слагающая горстообразное сооружение так называемого Бокового (Абиховского) хребта в Дагестане. На севере эти отложения постепенно сменяются отложениями верхнего лейаса (тоарский ярус по фауне), на юге по крупному разлому они граничат с более молодыми отложениями.

В низах разреза выделяется свита мощностью около 1000 м, представленная однообразной толщей плотных, тонколистоватых, темносерых, почти черных, сильно слюдястых сланцев, с редкими мощностью до 0.1 м прослоями мелкозернистых сильно ожелезненных кварцитовидных песчаников. Сланцы этой свиты очень уплотнены, с жирным блеском, шелковистые на ощупь и представляют собой типичные филлиты (аспидные сланцы).

Выше залегает свита до 850 м мощности, представленная чередованием пакетов темносерых кварцитовидных песчаников с пакетами филлитовидных, сильно песчанистых и полосчатых сланцев.

Третья свита снизу мощностью до 1100 м выражена чередованием пакчк филлитовидных и полосчатых разновидностей сланцев с весьма редкими и тонкими прослоями песчаников. Сланцы этой свиты также превращены в филлиты, но они метаморфизованы в несколько меньшей степени, чем сланцы самой нижней свиты (аспидовидные сланцы).

Верхняя, песчано-сланцевая свита, мощностью до 550 м. Сланцы этой свиты представлены полосчатыми и глинистыми разновидностями. Обе группы сланцев уплотненные, тонколистованные, но обладают более слабым блеском и на ощупь не шелковисты. Свежая поверхность этих сланцев слегка шероховатая. По своему составу сланцы становятся более песчанистыми и содержат отпечатки растений.

Песчаники плотные, светлосерые, кварцитовидные, косослоистые, со следами волноприбойных знаков и знаков ряби. Встречаются прослой конгломератов от 2 до 10 см мощностью.

Таким образом, видимая мощность отложений среднего лейаса достигает 3500 м.

В петрографическом отношении глинистые сланцы в своей основной массе состоят из глинисто-углистого вещества, в котором распределены мельчайшие окатанные зерна кварца, реже плагиоклаза, чешуйки слюды, серицита и хлорита. Из рудных минералов присутствует пирит. Зерна полевого шпата значительно серицитизированы и каолинизированы. Текстура слоистая, мелкоплойчатая. Чешуйки серицита и иголки бесцветной слюды ориентированы вдоль плоскостей сланцеватости.

Песчаники обычно слоистые, пелитовые, с размером зерен от 0.1 до 0.2 мм. Состав песчаников представлен главным образом окатанными зернами кварца и угловатыми зернами плагиоклаза, последние иногда встречаются в виде полисинтетических двойников. Реже встречаются зерна карбоната, пирита, диркона и чешуйки хлорита и светлых слюд; биотит весь-

ма редок. Цемент кварцевый, выше по разрезу он становится глинисто-железистым и размер зерен песчаника увеличивается.

В зоне Главного хребта толща среднего лейаса сложена породами, аналогичными вышеописанным.

Нижняя свита сложена черными аспидными сланцами, иногда полосчатыми, с редкими прослоями плотных, кварцитовидных песчаников, общая мощность 1100 м.

Верхняя свита характеризуется преобладанием аспидных сланцев, в которых встречается большее количество прослоев песчаников, нежели в нижней свите, а также присутствуют песчаные разновидности сланцев. Мощность отдельных слоев песчаника колеблется в пределах 5—10 м. В верхней части свиты наблюдаются пакеты сближенных песчаников до 55 м мощности. В средней части свиты проходит 6 прослоев конгломератов, до 10 см мощностью каждый.

Общая видимая мощность среднего лейаса около 4000 м. Глинистые сланцы богаты органическим веществом. Сохранению последнего в осадке, образовавшемся на дне нижнеюрских водных бассейнов, могло благоприятствовать сероводородное заражение, наличие которого в придонной части подтверждается синеватым и синевато-черным оттенками пород, обусловленными наличием мелкозернистого в ней сернистого железа. Возрастание грубости зерен терригенного материала, угловатая форма зерен кварца, присутствие в породах неизмененных обломков кристаллов плагиоклазов, увеличение песчаности, наконец, увеличение количества зерен акцессорных минералов снизу вверх по разрезу или в направлении с юга на север говорит о том, что источник сноса терригенного материала существовал где-то севернее данного бассейна. Источник сноса для отложений верхней части среднего лейаса, по тем же соображениям, находился где-то к юго-востоку от изученных разрезов.

Таким образом, две полосы (две тектонические зоны Бокового и Главного хребтов) сланцев среднего лейаса видимой мощностью до 3500—4000 м каждая, а полной мощностью не менее 5000 м, протягиваются по простиранию с юго-востока на северо-запад: от верховий рек бассейна Сулака и Самура на юге, до верховий бассейна Терека на северо-западе, на протяжении около 200 км.

Характернейшей особенностью толщи является полное отсутствие фауны в нижних 2500—3000 м и скудность ее в верхних 500 м. В то же время количество растительного детрита весьма значительно, как это указывает В. Д. Голубятников.

Чем подстиляется аспидная формация, неизвестно. Вверху она постепенно переходит в верхний лейас. Он также представлен мощной, слоистой, темной, сланцевой и песчаниковой толщей, но уже заключающей несколько прослоев с морской фауной тоарского яруса. Мощность верхнего лейаса достигает 2000—3000 м, а если учесть, что в байосе и бате тоже преобладают песчаники и сланцы, то общая мощность терригенных отложений достигает 6000—8000 м. Подобные цифры наблюдаются только в дельтах, заполняющих предгорные прогибы. Суша располагалась, как это отмечено В. Д. Голубятниковым, на севере. Складчатые горы ограничивали прогиб с юга. Они представляли собой кордильеры, в основном подводные, образованные первыми проявлениями киммерийской складчатости.

Многие исследователи относят аспидную формацию Кавказа к сравнительно глубоководным отложениям — отложениям нижней части шельфа и даже континентального склона. Однако отсутствие фауны, обилие растительного детрита, громадная мощность и литологический

состав — все это указывает на более вероятное образование ее в условиях дельт и прибрежных наземных равнин.

Зилайрская свита — аспидная формация Южного Урала — детально описана Б. М. Келлером (1949). По возрасту она относится к верхам девона и низам карбона, фаменскому и турнейскому ярусам. Развита она в пределах Зилайрского синклинория (рис. 95) и протягивается к югу, пересекая долины Сакмары и Урала, в Мугоджары. Протяженность ее не менее 250 км, ширина в сохранившейся части до 35—40 км. Истинная ширина неизвестна. Мощность достигает в центральном прогибе и на востоке 3000—5000 м и быстро уменьшается к краям до 2000—1000—500 м.

Среди пород преобладают песчаники и глинистые сланцы (аргиллиты). Чередование этих пород частое, неправильное, реже равномерное, мощность слоев по 0.2—0.3 м, нередко преобладают песчаники или сланцы. Грубообломочные породы очень редки; только в одном месте встречен пласт конгломерата мощностью всего 7—8 м, состоящего из галек девонских известняков, яшм и метаморфических сланцев. Среди глинистых сланцев встречаются пачки плитчатых яшмовидных кремнистых сланцев. Изредка встречаются линзовидные пласты рассланцованных немых известняков мощностью 1.5—2, реже до 7—8 м.

Слоистость правильная, сравнительно тонкая. В слоях песчаников и алевроитов широко распространена косая слоистость типа слоистости приборья или речной. На востоке среднезернистые песчаники неправильно переплетаются с линзами более тонкозернистых песчаников и глинистых сланцев. Подобная слоистость имеет типичный наземный характер. На западе слоистость более правильная, иногда неявно ритмичная. Нередки следы оползания.

Песчаники весьма разнообразны, зеленоватого, серого и темного цветов; величина зерен сильно изменяется. Зерна слабо окатаны, угловатые и полугловатые, состоящие из обломков пород и отдельных минералов; и те, и другие разнообразны. Преобладают зер-

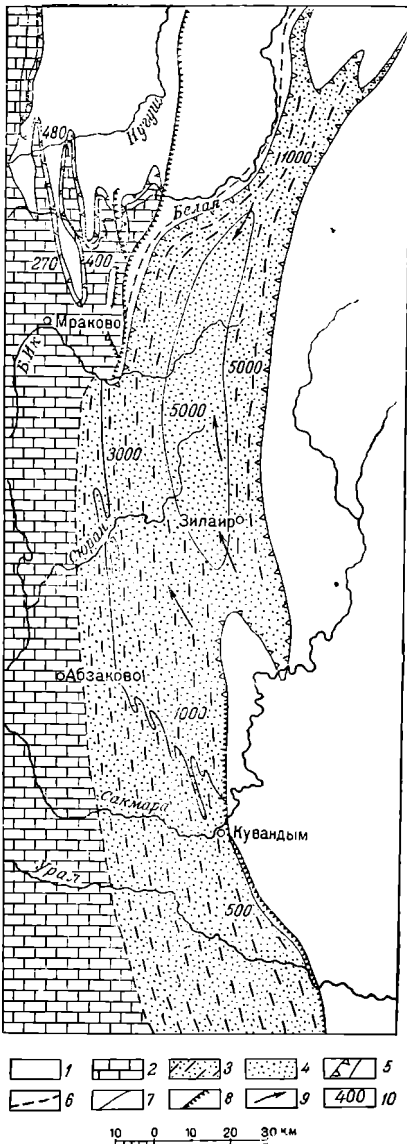


Рис. 95. Распространение зилайрской свиты. По Б. М. Келлеру, 1949.

1 — отложения уничтожены современной эрозией; 2 — слоистые известняки; 3 — песчано-глинистые отложения (зилайрская свита); 4 — преобладают грубые песчаники; 5 — выходы подошвы верхнего девона и кровли турнейского яруса; 6 — условная граница; 7 — точная граница; 8 — сброс; 9 — направление сноса; 10 — мощность.

на пород, развитых на восточном склоне Урала и восточнее. Цемент глинистый, реже известковистый или кремнистый. Песчаники нередко туфогенные, изредка с линзами туфов.

В основании песчаников нередко следы размыва и неправильная волнистость и бугорчатость.

Все породы более или менее метаморфизованы, широко развит кливаж и кварцевые жилы.

Остатки животных крайне редки; только по западной окраине в небольшой линзе известняка были найдены фаменские брахиоподы. В верхних частях толщи прослой известняков более многочисленны и содержат турнейские фораминиферы и брахиоподы. Подавляющая же масса пород не содержит окаменелостей.

Остатки растений более распространены, иногда многочисленны, но не образуют прослоев угля или углистых пород.

Интересны и важны взаимоотношения зилаирской свиты с окружающими отложениями того же возраста. На северо-западе, западе и юго-западе зилаирская свита быстро уменьшается в мощности, в ней появляется все большее и большее количество прослоев известняка и, наконец, она замещается известняками фаменского и турнейского ярусов. Среди этих известняков нередко гониатитовые фации. Как правило, они хорошо слоисты и сравнительно небольшой мощности. Нередко суммарная мощность обоих ярусов не превышает 100—150 м, т. е. в несколько десятков раз меньше мощности зилаирской свиты. Области их развития не являются прогибами, наоборот, это зоны замедленных опусканий.

С востока зилаирская свита ограничена древними толщами Урал-Тау, но это ограничение связано с размывом. К востоку от Урал-Тау, на восточном склоне Урала, фаменский и турнейский ярусы снова представлены мощными толщами песчаников и сланцев (без фауны и с растительными остатками), заключающими редкие и маломощные прослой известняков с гониатитовой и брахиоподовой фауной.

Далее к востоку палеозой перекрывает мезозоем и кенозоем, но, судя по разрезам северо-запада Казахской степи, фаменский и турнейский ярусы быстро выклиниваются и выпадают из разреза. Это указывает на существование на востоке суши обширного Сибирского континента. На существование континента указывают также некоторые другие факты, и это можно считать доказанным.

Условия образования зилаирской свиты вызывают различные толкования. Б. М. Келлер (1949) считает, что она образовалась в предгорном прогибе, примыкавшем на западе к платформе, в результате разрушения невысоких возвышенностей, поднимавшихся на западе. Значительная часть свиты отлагалась в условиях мелководья, что подтверждается широким распространением косой слоистости, а также наличием прослоев с растительным детритом и быстрой изменчивостью пластов. Состав песчаников показывает отсутствие длительного переноса и большую скорость осадконакопления. Последнее явление в свою очередь объясняет отсутствие фауны.

Это объяснение не может быть принято. Прежде всего прогиб имел ограниченное распространение и был различной глубины. Восстанавливая его форму, хотя бы по мощностям, легко увидеть, что он имеет веерообразные очертания и полуконический рельеф, т. е. форма его тождественна с формой дельты.

Второй вопрос: где находился источник колоссального количества терригенного материала, слагающего зилаирскую свиту с ее мощностями

в 3000—5000 м? Б. М. Келлер (1949) отмечает, что этот вопрос неясен, что скорее всего терригенный материал получался за счет разрушения невысоких островов, но где эти острова находились, он не указывает. При этом он справедливо говорит, что на месте Урал-Тау они не могли быть. Этот вопрос легко разрешить, если признать, что вообще никаких островов — источников песка и глины — не было. Весьма вероятно существование небольших вулканов, но и они скорее располагались на суше.

Несомненно, что источник таких громадных масс песчано-глинистого материала может быть только один — принос с материка водными потоками. Своеобразие состава песчаников показывает, что эти потоки не могли быть большой равнинной рекой, такой, какая образовала угленосную толщу Среднего Урала. Они были небольшой длины, пересыхали летом, но были многоводными, переносившими большие массы продуктов разрушения, преимущественно во взвешенном и полувзвешенном состоянии. Этим объясняется плохая сортированность и окатанность зерен песчаников и их сложный состав; этим же объясняется и широко распространенная косая слоистость. Приводимые зарисовки последней не противоречат этому выводу. Таким образом, и литологический состав подтверждает дельтовое происхождение зилаирской свиты. Это подтверждает и сильно изменчивый разрез; своеобразное неправильное наслоение, наблюдающееся на востоке, отсутствие морской фауны и обилие растительных остатков.

Объяснить отсутствие морской фауны быстрым осадконакоплением нельзя, так как есть многие формы, легко к нему приспособляющиеся, например головоногие и некоторые ползающие формы. Полное отсутствие морской фауны может быть только там, где нет моря, т. е. опять в условиях дельты.

Сопоставляя эти данные, можно сказать, что все они без исключения подтверждают дельтовое образование зилаирской свиты.

Эпоха конца девона и начала карбона на юге Урала и в Восточном Казахстане отличается значительным развитием глыбовых движений, которые иногда ошибочно трактуются как проявления бретонской фазы складчатости. Эти движения, особенно поднятия, могли быть причиной появления водных потоков, образовавших зилаирскую дельту.

НИМИЯ ГОРНЫЙ ХРЕБЕТ

Общая характеристика. Горные хребты весьма разнообразны по форме, протяженности, высоте и строению. Уменьшаясь в размерах, они постепенно переходят в горные массивы, затем в возвышенности и, обратно, возвышенности, увеличиваясь в размерах, переходят в горные массивы и хребты.

Длина горных хребтов обычно измеряется сотнями километров, нередко она достигает нескольких тысяч километров. В некоторых случаях горные хребты, сменяя друг друга, образуют горные пояса протяженностью во многие тысячи и даже десятки тысяч километров, например альпийский пояс, протягивающийся от Пиренеев, через Альпы, Памир, Гималаи и Индо-Китай до Новой Зеландии и, возможно, уходящий в Антарктику.

Ширина горных хребтов значительно меньше, она колеблется от десятков до немногих сотен километров, в отдельных случаях превышает тысячу километров, например в Памирском узле и Тибете.

Высота еще меньше и, по сравнению с радиусом Земли, ничтожных размеров, не превышает 5—7 и в редких случаях достигает 10—12 км, как это можно предположить для Гималаев, судя по мощности сиваликских отложений, равной 6 км.

Основываясь на правиле, что чем больше мощность конгломератов подножий, тем выше горный хребет, можно сделать вывод, что высота горных хребтов в более поздние периоды увеличивается. В нижнем палеозое мощные конгломераты подножий почти неизвестны; в верхнем палеозое мощность их достигает нескольких сотен метров; в юре она еще более увеличивается и иногда превышает тысячу метров, и, наконец, в кенозое достигает нескольких тысяч метров.

Интересно, что одновременно с высотой горных хребтов увеличиваются длина и ширина их. Горные пояса, связанные с каледонской складчатостью, значительно меньше варисцийских поясов; последние меньше киммерийских, а альпийские достигают наибольших размеров.

Это важное явление объясняется общим увеличением размеров материковых массивов, отмеченным выше, и совместно с ним служит одной из основных тенденций развития земной поверхности.

Если высота складчатых горных хребтов зависит от силы давления, их образующей, а последняя зависит от интенсивности складчатости, то мы можем сделать и другой важный вывод, что в истории Земли интенсивность складчатостей увеличивается по мере приближения к современной эпохе.

Эпохи развития горных хребтов. В развитии горных хребтов можно наметить те же три основных эпохи, которые существуют в развитии многих других явлений: эпохи юности, зрелости и старости. Каждой из этих эпох соответствует особый комплекс отложений.

В юности горные хребты представляют собой одну или чаще серию небольших возвышенностей — антиклинальных складок, глыбовых поднятий или эрозионных останцов. Высота их не превышает нескольких сотен метров, длина — десятков километров. Особенно характерна для них небольшая размытость, вследствие чего в значительной степени сохраняется покров аллювиальных отложений — палевых глин и алевроитов, серых песков с небольшими линзами конгломератов; реже конгломераты достигают большой мощности. Примерами могут служить молодые структуры предгорий альпийских хребтов, в частности антиклиналь Ак-Бель и Ак-Чоп у Ленинабада, Чуст-Папская антиклиналь, адыры у Андижана. Если подобные структуры располагаются в областях опускания, то иногда они погребаются, не развиваясь в горные хребты, например складки в артинских толщах Приуралья.

В зрелой стадии развития горные хребты обладают всеми характерными признаками, в том числе и комплексом отложений, описанным ниже. Разрушение резко преобладает над накоплением осадков, поэтому погребенные ископаемые горные хребты высотой в несколько километров неизвестны и, вероятно, отсутствуют. Мы знаем лишь случаи погребения горных массивов высотой около 1000 м, например рифовые верхнепалеозойские массивы Приуралья, также расположенные в предгорном прогибе.

В старости хребет понижается, и некоторые типы отложений исчезают, например ледниковые и речно-ледниковые. Постепенно хребет переходит в мелкосопочник; большое распространение получают временные потоки, и широкие плоские старческие долины заполняются выносами временных потоков, долинных и плащевых.

Смерть горного хребта наступает, когда он переходит в долосклон, почти на равной поверхности которого, срезая структуры, отлагаются более молодые толщи.

Но жизнь горного хребта заканчивается не всегда смертью. Нередко происходит омоложение, и в результате глыбовых поднятий снова возникает новый хребет, например Киргизский Ала-Тау, Горный Алтай, Саяны и многие другие. Они образуют даже новый горный пояс Туркестано-Саянских глыбовых поднятий, уже давно выделенный автором.

Отложения, образующиеся в пределах горных хребтов, разнообразны и нередко своеобразны. Многие из них очень быстро размываются и переотлагаются; поэтому время их существования часто бывает непродолжительным. Наконец, при полном разрушении хребта уничтожаются и все отлагавшиеся на нем осадки. Кратковременность существования — это характернейшая особенность горных отложений. В современных горных хребтах нет горных отложений древнее неогена, а подавляющая масса их — четвертичные и плиоценовые.

Основные типы отложений горных хребтов следующие:

- | | |
|---|------------|
| 1. Горно-ледниковые | 5. Озерные |
| 2. Речно-ледниковые (флювиогляциальные) | 6. Обвалы |
| 3. Речные | 7. Осыпи |
| 4. Конусы выноса | 8. Эоловые |

1. Горно-ледниковые отложения состоят из морен долинных ледников и морен ледников подножий. Они отличаются только формой своего тела. У первых форма тела вытянутая, узкая, соответствующая форме долины, в которой лежит ледник. У вторых она веерообразная или расширенно-языковидная в зависимости от того, насколько расширяется ледник, выходя из долины на равнину, образующую подножие хребта. Нередко морены подножий по форме тела напоминают дельту или плоский конус выноса, резко отличаясь от них составом и неправильно бугристой поверхностью.

У живого ледника, как известно, развиты донная, боковые, срединные и конечная морены. У отмершего ледника донная, боковые и срединные морены соединяются вместе в одно тело, за которым можно сохранить название «донная морена». Конечная морена стадии наибольшей длины ледника всегда хорошо обособляется от донной морены в виде более или менее высокого вала неправильных очертаний; высота его колеблется от нескольких метров до многих десятков метров; ширина — от нескольких десятков метров до немногих сотен метров. Нередко, кроме описанной конечной морены, отчетливо видны конечные морены и в более высоких частях долины. Они возникают при скачкообразном отступании ледника, в местах длительного стационарного положения его языка или при последующих оледенениях меньшего размера. Если же отступление ледника происходит постепенно, то конечные морены сливаются с донной, и обособление их становится невозможным.

Обособление конечных морен одной эпохи оледенения, но различных стадий отступления, от конечных морен наступающих ледников различных эпох оледенения представляет трудную и не всегда разрешимую задачу. Для ее решения необходимо знать взаимоотношения конечных морен с заплечиками трогов и с остатками на склонах долины донных морен более древних оледенений. Существенные указания дают трог, вложенные друг в друга, и положение ригелей.

Характерными признаками морен служат: 1) четыре отрицания — неоднородность, неокатанность, неслоистость и несортированность материала; 2) отшлифованная поверхность подстилающих твердых пород; 3) неправильно бугристая поверхность.

Неоднородность состава морен возникает вследствие того, что ледник проходит через участки развития самых различных пород, увлекая за собой их обломки. Она отсутствует, если ледник короткий и весь расположен в области развития одних и тех же пород, например в громадном гранитном массиве, среди мощных известняков или среди однородных сланцевых толщ, но это бывает редко.

Неокатанность развита почти всегда и достаточно характерна. Однако в очень больших ледниках, обладающих мощными потоками, текущими подо льдом на расстоянии иногда десятков километров, происходит окатывание обломков выше конечной морены и в состав морен могут войти отдельные линзы и полосы, где с угловатыми будут смешаны более или менее окатанные обломки.

Неслоистость весьма характерна, но при наличии отмеченных выше мощных потоков подо льдом, в их руслах может наблюдаться косая слоистость. Не исключена возможность существования небольших озер подо льдом с характерной для них слоистостью.

Несортированность развита всегда, и нахождение рядом громадных глыб и небольших зерен, угловатых очертаний и относящихся к различным породам служит отличительным признаком морен.

При работе в высокогорных областях и изучении древних морен, сильно размытых и со сглаженной поверхностью, основная задача заключается в обособлении их от древних обвалов и осыпей, которые, так же как и конечная морена, перегораживают долину. Обвалы и осыпи, так же как и морены, несортированы, неслоисты, неокатаны и неоднородны. Единственным признаком, позволяющим отличить обвалы и осыпи, служит сложение их только теми породами, которые слагают примыкающие участки речной долины. Как только будут найдены обломки пород, отсутствующих на этих участках, вопрос решается в пользу морены, и, наоборот, отсутствие их указывает на обвал.

Горно-ледниковые отложения описаны К. К. Марковым (1936, 1939) и В. И. Поповым (1932).

2. Речнo-лeдниковые отложения образуются при перемывании морен реками и переотложении продуктов перемывания вблизи от морен; с последними они нередко связаны переходами, образуя единый комплекс. От морен они отличаются слоистостью и некоторой окатанностью обломков. От речных отложений отличаются отсутствием круглой гальки, менее ясной слоистостью и преобладанием округленно-угловатых обломков крупных размеров. В условиях горного оледенения они развиты мало и с трудом обособляются, в то время как при материковом оледенении встречаются часто.

3. Речные отложения — это широко распространенные отложения в горных областях. Вследствие большой скорости горных рек они переносят гальки и глыбы крупных размеров. На берегу большой горной реки отчетливо слышен глухой шум от ударов друг о друга больших глыб и валунов, передвигающихся по дну реки. Путем подмывания перекатываются глыбы исключительно больших размеров, диаметром до 2—3 м, а иногда и больше. Характерно обилие конгломератов с хорошо окатанной галькой, но одновременно встречаются мало окатанные обломки. Горные реки переносят также большие количества песка и мути,

которые характерны для ледниковых рек. Речные отложения достигают большой мощности, иногда до 100—150 м и больше, но очень редко занимают более или менее значительные участки. Они быстро накапливаются, но также быстро размываются. Поэтому террасы внутри горных хребтов часто не сохраняются или встречаются в виде небольших обрывков. Только в озерных расширениях они хорошо представлены.

Весьма характерны косая, неправильная слоистость и отсутствие органических остатков, перетирающихся между гальками.

4. **Конусы выноса** неразрывно связаны с речными отложениями, являясь формой их накопления. В горных хребтах они встречаются очень часто, везде, где боковые притоки с более крутым падением впадают в большую реку с более пологим падением. Такие конусы обладают небольшими размерами, но в народном хозяйстве горных областей они имеют исключительно важное значение, представляя основную площадь для жилья и культурного возделывания. В Бадахшане площадь конусов определяет количество населения.

Конусы выноса, так же как и другие речные отложения, легко размываются крупными реками, в которые впадают образующие их притоки. Нередко в них можно наблюдать великолепные разрезы мощностью 200—300 м. В них отчетливо видны резкое преобладание гальки и крупных валунов и глыб, нередко плохо окатанных, и характерная слоистость, параллельная поверхности конуса.

По мере поднятия кулис перед основным хребтом конусы выноса, расположенные ранее вдоль его окраины, оказываются в его срединной части, иногда на большой высоте. Примеры таких конусов детально описаны В. Н. Вебером (1934) (рис. 90), К. В. Курдюковым (1948) и В. И. Поповым (1950).

Конусы выноса, развитые вдоль окраины хребта, входят в зону подножий, нередко в предгорный прогиб и хорошо сохраняются в ископаемом состоянии; несмотря на то, что они потеряли свои очертания, их легко узнавать по преобладанию мощных конгломератов.

5. **Озерные отложения** хотя встречаются довольно часто, но занимают небольшую площадь. Чаще всего озера встречаются на больших высотах; в области речной эрозии они очень редки, но иногда достигают громадной длины. Они возникают в результате гигантских обвалов, перегораживающих речную долину в виде плотин иногда высотой в сотни метров. Описание их приведено выше, в разделе об озерах. Обособление озерных отложений не представляет затруднений благодаря их правильной и тонкой слоистости и глинисто-мергелистому составу.

6. **Обвалы.** В областях, подверженных сейсмическим толчкам, обвалы довольно часто встречающееся явление, но по общей занимаемой ими площади значение их невелико. Молодые обвалы узнаются легко, но старые, сильно размывшие обвалы очень похожи на конечные морены. Литологически и морфологически они почти неотличимы. Наиболее существенный признак обвалов — это то, что они состоят только из тех пород, которые в данном месте слагают склоны долины. Высота обвалившейся массы колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, и обвалы полностью перегораживают речную долину, соединяя оба ее берега. Хорошим примером служит детально изученный Усойский обвал в долине р. Мургаб, на Памире. Он описан выше, в разделе об озерах.

Крупнейший из всех известных в Европе и Азии оползень Сивдмары находится в восточном Луристане (Иран); он описан Гаррисоном и Фалконом (Harrison and Falcon, 1937).

Параллельно берегу Персидского залива протягивается горный хребет Кабир-Ку высотой 2500—3000 м. Его гребень сложен мощными нижнемеловыми известняками, падающими к востоку. На них залегают мощная (около 350—500 м) толща рыхлых песчано-глинистых верхнемеловых и палеогеновых отложений. В результате сейсмического толчка эта толща на протяжении 14,5 км сорвалась и, соскользнув по известнякам, не только перегородила долину р. Сеидмары, но и перекинулась далеко на противоположный берег, перегородив долину р. Кашчан (рис. 96 и 97).

Озеро, образовавшееся в долине Сеидмары, достигло в длину 40 и в ширину 11 км. Сейчас оно полностью заполнено озерными отложениями, и река прорезала не только их, но и самый завал, образовав ущелье глубиной 120 м. Общая высота завала около 300 м.

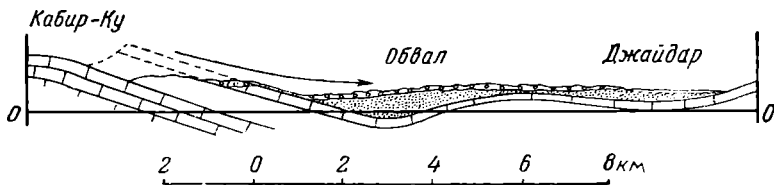


Рис. 96. Разрез обвала Сеидмары. По Гаррисону и Фалкону (Harrison and Falcon, 1937).

Размеры оползня громадны. Его окружность достигает 70 км, площадь 166 кв. км, наибольшее смещение 17,5 км, объем смещенной массы около 30 куб. км. Для сравнения можно привести данные по оползню Флиме в Альпах, объем смещенной массы которого около 20 куб. км, наибольшее смещение 15 км и площадь 39 кв. км. Объем смещенной массы памирского Усойского завала, происшедшего в 1911 г., около 4,2 куб. км, наибольшее смещение около 5 и ширина около 6 км.

Поверхность оползня Сеидмары, как и всех других, крайне неровная. Смещенная масса состоит из угловатых обломков самых различных размеров. Сходство ее по составу и рельефу с большими конечными моренами поразительно.

Пример ископаемых брекчий обвала, вероятно нижнемелового возраста, в западной части Алайского хребта описан В. Н. Вебером (1910). Эти брекчии развиты на водоразделах и в ущельях рек. Они образовались в результате разрушения девонских известняков. Там, где брекчия примыкает к известнякам, она содержит громадные глыбы свыше 2 м в поперечнике, дальше от них брекчия становится все мельче и мельче и переходит в красные конгломераты. Брекчия везде неслоиста и несортирована. Мощность ее местами превышает 100—150 м. Уменьшение величины обломков при удалении от цирка обвала не характерно для обвалов, у которых величина обломков одинакова во всей обвалившейся массе, и скорее указывает на древнюю осыпь.

Обвалы, оползни, оплывины и сели (муры) — по существу различные стадии одного и того же явления, отличающиеся только количеством воды, принимающей участие в передвижении обломков. Однако этого изменения количества воды достаточно для того, чтобы оплывины и сели рассматривать отдельно, в разделе о временных потоках.

Интересное описание некоторых крупных обвалов приведено в книге Неймайра (1897).

Оползням посвящен ряд более поздних работ Брока (Brock, 1904), Гланжо (Glangeaud, 1944), Шарпа (Sharpe, 1938) и Варнеса (Varnes,

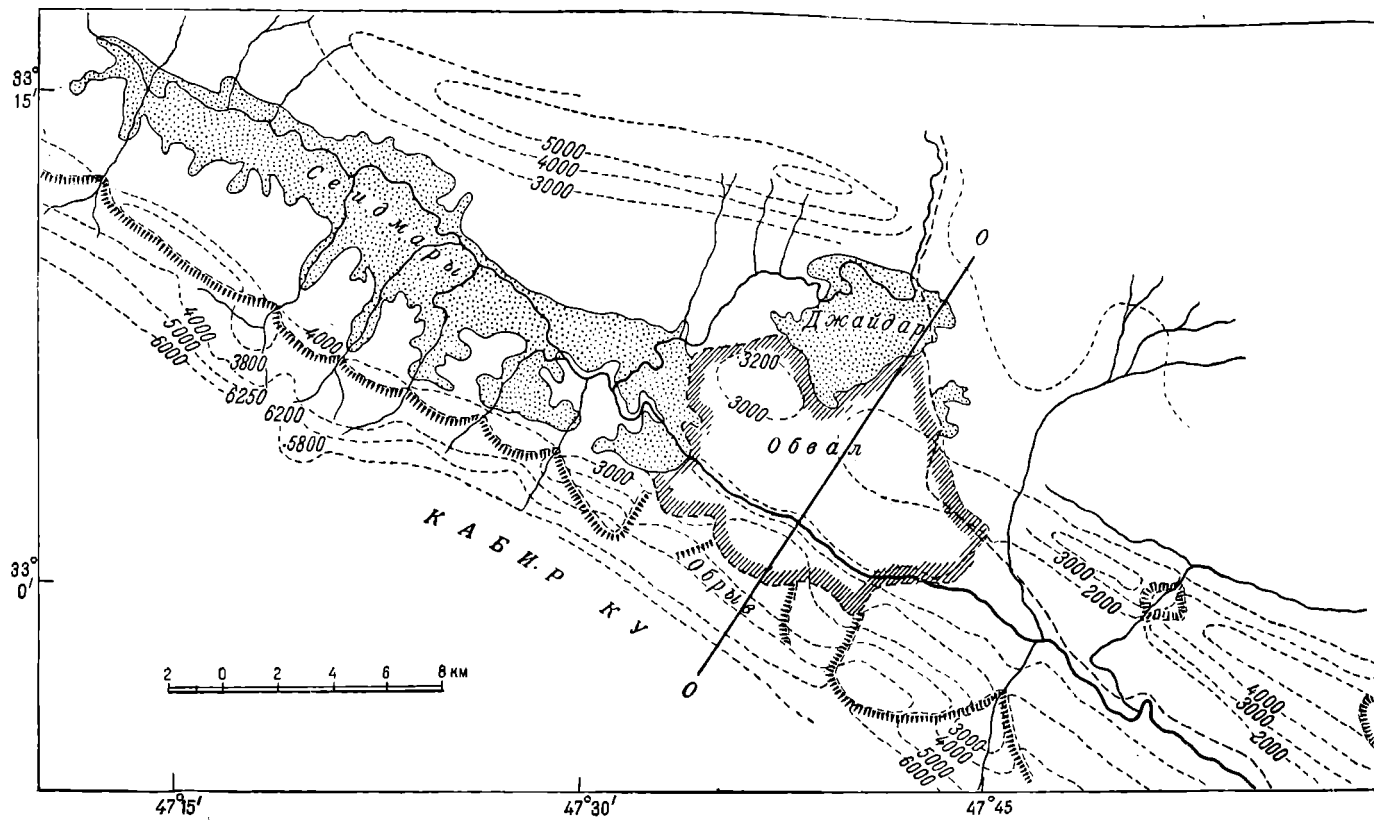


Рис. 97. Обвал Сеидмары и образованные в результате его озера Сеидмары и Джайдар. По Гаррисону и Фалкону (Harrison and Falcon, 1937). Высоты в футах. Пунктиром показаны озера.

1950, литература). Оползни верхнепалеозойского возраста описаны В. Д. Наливкиным (1949). Теория оползания затронута в статье Н. Я. Денисова (1946). Литература по оплывинам приведена в разделе «Временный поток».

7. О с ы п и широко распространены, окружая в виде плаща склоны, а иногда почти полностью покрывая выходы коренных пород. Мощность их сравнительно невелика, так же как и занимаемая ими площадь. Вследствие своей рыхлости они быстро размываются и в ископаемом состоянии почти неизвестны. Встречаются лишь отдельные, очень краткие указания на нахождение слабо сцементированной брекчии мощностью от нескольких до немногих десятков метров, сильно размытой в занимающей небольшие изолированные участки площадью от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных метров.

Пример ископаемой брекчии осыпи, образовавшейся на берегу моря, приведен в работе В. Д. Наливкина (1949). На западном склоне Среднего Урала, у Михайловского завода, на р. Серьге, в состав верхнего карбона входят капысовские известняковые конгломераты (табл. 42). Они представляют собой более или менее мощные линзы (от 1 до 30 м и более), чередующиеся с песчаниками и алевролитами. Сложены преимущественно хорошо округленными гальками и местами известняковыми обломками и глыбами, плохо окатанными. Размеры обломков весьма различны: от небольших до глыб 6—8 м в поперечнике. Возраст обломков различен — от визейского и до швагеринового. В песчаном цементе конгломератобрекчий и в чередующихся с ними песчаниках встречена разнообразная типичная морская фауна тастубского возраста.

Таблица 42

Состав капысовских конгломератов (в процентах)

Размер галек 3 см
(по В. Д. Наливкину, 1949)

Местоположение	Кварцит	Кремень	Эффузивы	Песчаники и сланцы	Известняк
Бисертский завод	14	7	1	6	72
Киргишаны	2	8	7	—	83
То же	—	13	—	—	87
Р. Каменка	12	16	10	—	62
Капысов ключ	12	15	27	1	45
То же	12	8	13	—	57
Р. Серьга	4	15	22	1	56
Новоуфимка	16	22	8	—	54
Средний состав	8.3	13	8.9	1	68.7

Не менее типичным примером брекчии осыпи служит еланинская брекчия, относящаяся к верхам среднего карбона.

8. Э о л о в ы е о т л о ж е н и я имеют подчиненное значение и распространены неравномерно. В молодых эрозийных, крутых частях долин они отсутствуют, но в широких плоских участках, представляющих дно обвальнх озер, местами наблюдаются небольшие скопления низких и коротких песчаных дюн. В областях древнего оледенения, особенно на плоскогорьях, также наблюдаются небольшие скопления золотых песков.

В предгорьях, обращенных к ветрам, дующим из пустыни, на водоразделах наблюдаются скопления лёсса. Реже они поднимаются довольно высоко по склону, но с резко уменьшенной мощностью. За водоразделы лёсс почти никогда не переходит, и внутри хребтов, на плоскогорьях, в областях древнего оледенения, развиты небольшие покровы маломощных лёссовидных пород.

Заканчивая краткий обзор южной горной хребет, следует еще раз подчеркнуть, что основная особенность ее и связанных с нею отложений — это кратковременность существования. Они быстро возникают, но также быстро разрушаются, и только в зоне подножий происходит длительное накопление этих продуктов разрушения. Только отложения подножий, как это было сказано выше, дают возможность восстановить в самых общих чертах особенности ранее существовавших горных хребтов.

Примеры горных хребтов прошлого. Наибольшее количество материала имеется по верхнепалеозойскому Уралу, и его история изучена сравнительно детально.

В нижнем карбоне на западном склоне Урала преобладают известняки. В средней его части и на всем восточном склоне развита угленосная толща. Мелкозернистость и однородность ее пород указывают на принес издалека медленными равнинными реками слагающего их материала. Никаких гор ни на Урале, ни вблизи его не было. Это подтверждается и тем, что на всем Урале угленосная толща перекрывается визейскими, намюрскими и башкирскими известняками с нормальной морской фауной.

Только после башкирской эпохи, в середине среднего карбона, происходит резкое изменение литологии осадков. На всем восточном склоне и даже в восточной части западного склона известняки исчезают и заменяются песчано-глинистыми осадками. В конце среднего карбона и, возможно, в верхнем карбоне на восточном склоне местами появляются мощные толщи конгломератов типа конгломератов дельт быстрых и мощных горных рек. Где-то вблизи, восточнее восточного склона, образуются первые горы, продукты разрушения которых представлены конгломератами.

В конце верхнего карбона и в начале нижней перми, главным образом в артинскую эпоху, мощные толщи конгломератов, переслаивающихся с песчаниками, широко распространены уже в восточной части западного склона Урала. Такое значительное сдвижение на запад конгломератов зоны подножия может произойти только при смещении на запад самого горного хребта. Он уже располагался на месте восточного склона и даже на месте центральной части современного Урала.

В западной части западного склона продолжает существовать открытое, нормальное море, на дне которого отлагаются слоистые известняки, а по окраинам Предуральского прогиба возникают рифовые массивы. В конце нижней перми море отступает и в этой области возникает обширная предгорная равнина и местами такие же обширные лагуны. Где было в эту эпоху море, пока не вполне ясно. Несомненно, что оно было на севере, но было ли оно на западе, в Поволжье, неизвестно. Не исключена возможность, что казанское море в Поволжье и кунгурские лагуны в Приуралье или артинское море в Поволжье и кунгурские лагуны в Приуралье были одновременны.

В кунгурскую эпоху и в верхней перми продвижение хребта на запад прекращается. В кошелевской свите кунгурского яруса, в центральной части Предуральского прогиба, встречаются среди песчаников и глине

большие линзы и прослой мелкогалечного конгломерата, указывающие на существование небольших рек, но мощные конгломераты подножий отсутствуют.

Важно отметить, что эти конгломераты исчезают даже там, где они отлагались ранее, и на их месте появляются песчаники и глины. Конусы выноса и дельты горных рек сменяются сухой, пустынной предгорной равниной. Соответственно полноводные горные реки сменяются временными потоками. Оледенение, бывшее на Уральском хребте в верхнем карбоне и в артинскую эпоху, исчезает, сам хребет понижается и в верхней перми переходит в старческую стадию развития. Его геоморфология была близка к геоморфологии современного Кара-Тау и Нура-Тау в Средней Азии.

К концу верхней перми Уральские горы превращаются в мелкосопочник, аналогичный мелкосопочнику Казахской степи. Такова вкратце история верхнепалеозойского Урала.

Возникает вопрос, что же было на восточном склоне в то время, когда на западном склоне отлагались мощные артинские конгломераты подножий. На восточном склоне таких конгломератов не было, и поэтому отсутствовала там и зона подножий. Вполне вероятно, что в верхнем палеозое восточный склон представлял собой еще гористую местность.

Соответственно можно сказать, что основная особенность истории верхнепалеозойского Урала заключается в разновременности развития его зон. Восточные зоны возникают ранее и ранее разрушаются. На западе горы поднимаются значительно позже и позже разрушаются. Эта картина схематически изображена на рис. 98.

Подобная разновременность в развитии горных систем, наращивание их в определенном направлении отмечается неоднократно и, повидимому, представляет распространенное закономерное явление. Выше, в разделе об отложениях подножий, уже было сказано о сдвигении конусов выноса в результате наращивания северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов.

Интересно определение высоты Урала в артинскую эпоху, произведенное А. В. Хабаковым (1948) на основании изучения артинских конгломератов. «Изучение всей совокупности фациальных особенностей конгломератовой толщи указывает на дельтово-речной предгорный тип отложений, западнее переработанных морем. Установленный градиент убывания размеров галек (4.3—4 куб. см на километр расстояния) в такой фациальной обстановке указывает на отложение галечников в условиях многоводных быстрых, но коротких горных рек и дельт. Рассчитанные отсюда вековые средние скорости потоков артинского времени должны были быть близки к 2—3 м/сек., а при данном распределении убывания размеров галек соответственные уклоны русел — близки к 0.04. По составу галек и располо-

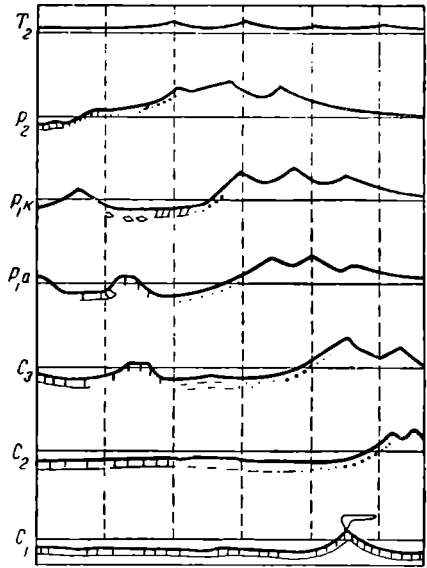


Рис. 98. Возникновение и разрушение горных хребтов Урала в верхнем палеозое. Д. В. Наливкин, 1942.

жению первоисточников размыва определялась предельная длина данного бассейна потоков артинского времени (от 50 до 90 км, средняя — 72 км).

«При такой вероятной длине и уклонах русел потоков, отлагавших артинские конгломераты, может быть оценена вероятная высота Уральских Альп артинского времени: $72 \times 0.04 = 2880$ м над уровнем моря. Эта цифра, конечно, сугубо приблизительная и должна рассматриваться как минимальная, судя по высоте современных молодых хребтов.

Опыт определения высоты восточного склона Урала в неогене произведен М. М. Фрадкиным (1940).

НИМИЯ ДОЛОСКЛОН (ПЕНЕПЛЕН)

Общая характеристика. Нимия долосклон (пенецпен) обладает очень широким распространением и на больших материках занимает значительные площади. В ископаемом состоянии встречается редко, так как чем древнее материка прошлого, тем они меньше и, кроме того, долосклон — это область разрушения, медленного, но верного. Только в случае крупнейших и быстрых опусканий целых континентов отложения долосклонов сохраняются под морскими отложениями до тех пор, пока последние не размыты. Русская платформа в неогене была пенецпеном, и неогеновые континентальные отложения в ее пределах почти неизвестны. Они сохранились небольшими клочками по ее южной окраине вследствие перекрывания отложениями морских трансгрессий.

Долосклон — это область сплошного развития пологих широких долин, разделенных такими же пологими, едва заметными водоразделами. Обычно ее называют пенецпеном, американским термином, обозначающим в переводе «почти равнину», но еще в 1832 г., в статье, напечатанной в «Горном журнале», Антон Терлецкий предложил название «долосклон» — очень меткое, яркое и незаслуженно забытое. Восстановление его будет только справедливостью.

Рельеф. Долосклон образуется в результате разрушения горной области — столовой возвышенности или горного хребта. С другой стороны, дальнейшее уравнивание долосклона приводит к образованию равнины. Поэтому в рельефе долосклона наряду с преобладающими низкими пологими холмами и возвышенностями встречаются более редкие местности, где сохраняется горный рельеф с высотами 1000—1500 м, например отдельные массивы на Кольском полуострове (Монче-Тундра) или в Казахской степи (горы Каркаралы). В других местностях, тоже редких, холмы выравняются настолько, что становятся равниной, причем разница в высотах не превышает немногих десятков метров.

Границы. Из сказанного выше следует, что границы долосклона неясные. Местами он незаметно переходит в горные возвышенности, например на Среднем Урале или на Скандинавском полуострове, и в ограничивающие его прибрежные равнины, или пустынные области без стока.

Если трудно обособить долосклон и равнину в современную эпоху, то еще более трудно обособление их отложений. Трудность увеличивается еще тем, что равнины это области накопления и их отложения встречаются часто, а долосклоны — области разрушения и сохраняются очень редко. Их относят обычно тоже к отложениям долин. Поэтому отложения долосклонов древнее неогеновых, так же как и для горных хребтов, почти неизвестны.

Отложения. Долосклоны и горные хребты — области разрушения, поэтому комплексы их отложений близки друг к другу. Горно-

ледниковым отложениям хребтов соответствуют материково-ледниковые отложения долосклонов. Речно-ледниковые, речные и озерные отложения развиты в обеих нимиях и отличаются только мощностью, площадью распространения и литологическим составом. Конусы выноса в долосклонах ничтожных размеров сливаются с речными отложениями и поэтому не обособляются. Так же мало развиты осыпи, заменяющиеся элювием, сползающим по склону. Обвалам в хребтах соответствуют оползни, достигающие иногда громадных размеров. Эоловые отложения развиты примерно одинаково.

Соответственно можно выделить следующие типы отложений долосклона:

- | | |
|--------------------------|----------------------|
| 1. Материково-ледниковые | 5. Оползни |
| 2. Речно-ледниковые | 6. Элювий и делювий |
| 3. Речные | 7. Эоловые |
| 4. Озерные | 8. Кора выветривания |

1. М а т е р и к о в о - л е д н и к о в ы е о т л о ж е н и я ¹ широко распространены в Европе, Северной Америке и Антарктике; в Азии они занимают небольшую площадь; в Африке и Австралии известны только палеозойские. Они полно изучены и имеют весьма обширную литературу. Среди советских сводных работ можно назвать монографию И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период на территории СССР» (1939). В ней приведены списки важнейшей литературы. Много материала заключено в более ранней монографии С. А. Яковлева (1926) и в курсе С. В. Калесника «Общая гляциология» (1939).

Среди зарубежных сводных работ заслуживают внимания работы: Колемана (Coleman, 1926); Холмса (Holmes, 1949), Шуккерта (Schuchert, 1916), Вольштедта (Wolstedt, 1929), Цейнера (Zeuner, 1945).

Ледниковыми можно считать только морены, так как в образовании всех других форм скоплений ледникового материала, вместе со льдом, активное участие принимали реки; соответственно они рассмотрены ниже, в разделе о речно-ледниковых отложениях.

Среди морен обособляются два основных типа — конечные и донные. Выделяемые К. К. Марковым (Герасимов и Марков, 1939) подпорные морены, образующиеся вследствие подпирания льдом ранее отложившейся донной морены, сохраняются только по окраине ледяного покрова и представляют собой разновидность конечной морены. Вряд ли конечную морену подпирания можно отличить от конечной морены накопления, особенно в ископаемом состоянии.

Состав морен весьма разнообразен. Значительно изменяются характер и размеры обломков, состав и окраска цемента и, наконец, взаимоотношения между количеством обломков и цемента.

Отличительные признаки морен те же, что и для горного оледенения: 1) четыре отрицания — несортированность, неокатанность, неоднородность и неслойность; 2) отшлифованное ложе в твердых породах, с ледниковыми царапинами. Отшлифованные отдельные валуны встречаются в моренах далеко не всегда, попадают в речно-ледниковых отложениях и поэтому не могут служить отличительным признаком морен.

Несортированность — важнейшее и почти всегда присутствующее отличие морен, но оно не обязательно. Встречаются морены, лишенные крупных обломков и представленные ледниковым щебнем, песком и даже

¹ Литература по материково-ледниковым и речно-ледниковым отложениям дана в списке литературы, в разделе «Область оледенения».

глиной. У них несортированность также развита, но она мало заметная, скрытая. Противоположностью являются громадные отторженцы различных толщ, переносимые льдом на сотни километров. Типичным примером их служат ордовичские и кембрийские отложения, обжажающиеся у г. Холма на р. Ловать. Они собраны в складки, обладают мощностью в десятки метров и протяженностью в километры. Бурение показало, что они подстилаются мореной и горизонтально лежащим девоном.

Неокатанность нередко нарушается присутствием окатанных и полукатанных валунов — отложений мощных водных потоков, текших подо льдом.

Неоднородность наблюдается всегда, но в различной степени.

Неслоистость также развита всегда, но местами развиты участки с неясной слоистостью, образовавшиеся в результате оседания, при таянии льда, прослоев и линз моренного, более глинистого материала. К. К. Марков (Герасимов и Марков, 1939) приводит фотографию слоистой морены, но отнесение ее к морене сомнительно. Скорее всего это отложения подпокровного (подльдового) водоёма.

В литературе распространено для всех ледниковых отложений название «морена», или «валунная глина», независимо от размера слагающих их обломков.

Реже выделяются разновидности ледниковых отложений по величине преобладающих в них обломков: ледниковая брекчия, ледниковый гравий, ледниковый песок и ледниковая глина.

Ледниковый песок и ледниковая глина из окрестностей Гренобля описаны Кайё (Сауеух, 1929).

Ледниковый песок состоит из остроуголоватых, совершенно неокатанных и несортированных обломков. Характерно присутствие тончайших частиц — ледниковой мути или глины. Наиболее крупные зерна не превышают по размерам зерен песка. Цвет породы серый.

Другая разновидность — песок желтоватого цвета — обладает всеми перечисленными особенностями и отличается только более тонкими зёрнами, в среднем 0,5—0,1 мм. Состав минералов и зерен пород весьма разнообразен. Много ледниковой глины. Эту разновидность Кайё называет тонкозернистым ледниковым песком.

Ледниковая глина состоит из очень тонких частиц, меньше 0,01 и не превышающих 0,03—0,04 мм. Состав их исключительно разнообразен; характерно также отсутствие сортированности и окатанности. Зерна известняков редки.

Ледниковая глина представляет собой конечную стадию раздробления и растирания пород льдом. Отсутствие более крупных обломков в данном случае Кайё объясняет сортировкой в ледниковом озере; но возможно присутствие линз и прослоев ледниковой глины непосредственно в морене.

Все же выделение ледникового гравия, ледникового песка и ледниковой глины не всегда возможно и всегда несколько условно, так как характернейшая особенность ледниковых отложений заключается в отсутствии сортированности. В глинистой массе заключены обломки самой различной величины, и отнесение породы к тому или другому типу по величине зерна часто невозможно. Поэтому их и называют «валунной глиной», или «мореной».

В тех редких случаях, когда большие и средние обломки отсутствуют, применение названий «ледниковый песок» и «ледниковая глина» вполне рационально. Таким образом, ледниковый песок и ледниковая глина — это морена, в которой отсутствуют крупные обломки.

На общем фоне несортированности обломков местами наблюдаются закономерности в их ориентировке и распределении по величине и количеству. Эти закономерности позволяют определять направление движения льда и происхождение обломков. Для установления этих закономерностей требуются специальные, трудоемкие наблюдения, которые могут дать весьма существенные указания, как это показано в сводной работе Холмса (Holmes, 1949).

Отшлифованная поверхность подстилающих морену отложений, бараньи лбы, курчавые скалы развиты только на поверхности твердых пород, но не всегда. На мягких породах они отсутствуют и заменяются местными смятиями или вдавливанием в них обломков из моренного материала. Нередки случаи, когда морена налегает на подстилающие рыхлые отложения, не изменяя их.

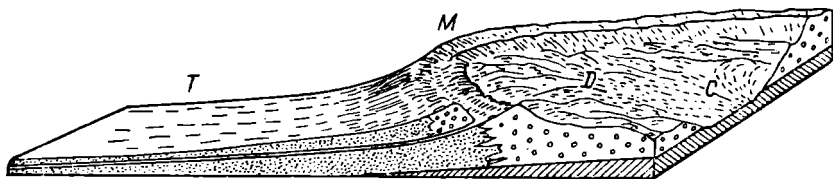


Рис. 99. Переход конечной морены в флювиогляциальные отложения.

Мощность морен весьма различна. В тех местах, где лед движется по твердым породам, донная морена полностью отсутствует; иногда морены вообще смыты ледниковыми потоками. Обычно мощность морены измеряется немногими метрами; толщи в 30 и 50 м, например у Валдайско-Тихвинско-Онежского уступа, считаются очень большими. В тех местах, где морены заполняют глубокие впадины в рельефе, мощность их достигает 150—200 м, например Мишина гора у Гдова. Эта гора сложена отторженцами и глыбами докембрийских, кембрийских и ордовичских пород, не только образующими выступ в рельефе, но и заполняющими глубокую впадину. Буровая скважина глубиной свыше 150 м не вышла из моренного материала. Подобные заполненные мореной впадины известны и в Западной Европе.

При отступании ледяного покрова получается сложная картина распределения осадков (рис. 99). На рисунке буквой *Т* обозначена область распространения речно-ледниковых отложений, нередко представляющая собой задр — песчано-галечную равнину. *М* — конечная морена. *Д* — донная морена, на поверхности которой расположены друмлины. Друмлины — это небольшие удлиненно-овальные холмы, сложенные моренным материалом. На поверхности донной морены располагаются также камы и озы. *С* — ложе ледника, сложенное коренными породами; отшлифованными льдом и покрытыми ледниковыми шрамами.

В ископаемом состоянии неизмененные морены называются «валунной глиной». Метаморфизованная, уплотненная валунная глина превращается в брекчиевидную породу, носящую название «тиллит». Лучшим признаком для обособления тиллитов от других брекчий служит отшлифованное ложе, покрытое ледниковыми шрамами. Штрихованные валуны встречаются далеко не всегда. В моренах материкового оледенения валуны иногда бывают окатаны в результате деятельности ледниковых рек.

Цемент морен обычно глинистый, с некоторой примесью песка. В районах большого развития известняков муть, получаемая от перетирания

известняков, попадает в морену и делает ее цемент известковистым. В случае развития в области оледенения одних известняков весь материал морены, и обломки, и цемент состоят из извести. Аналогичная картина наблюдается и для тиллитов.

Изучению следов четвертичного оледенения, кроме уже названных, посвящены работы: В. А. Обручева (1931), С. В. Обручева (1950), Кэррузерса (Carruthers, 1939), Энгельна (Engeln, 1930), Флинта (Flint, 1940), Гриппа (Gripp, 1938), Ленкевича (Lencewicz, 1938), Мооса (Moos, 1934), Ундаша (Undas, 1937), Уинтворта (Wentworth, 1936, 1, 2.), литература дана Флинтом (Flint, 1939) и Лейтоном (Leighton, 1931).

Геологическое распространение и примеры ледниковых отложений. Явления регионального оледенения связаны с эпохами горообразовательных процессов, и поэтому мы наибольшее количество древних ледниковых отложений встречаем в четвертичных и верхнепалеозойских отложениях в эпохи альпийской и варисцийской складчатостей. Возможно, что часть ледниковых отложений, которые считаются четвертичными, на самом деле окажутся третичными. Реже ледниковые отложения — тиллиты — встречаются в докембрийских отложениях.

Примером четвертичных материковых ледниковых отложений может служить валунная глина окрестностей Ленинграда. На рис. 14 изображен разрез обрыва у д. Румболово, по данным С. А. Яковлева (1926). В этом разрезе хорошо видны два горизонта валунных глин, указывающие на две эпохи оледенения, наступания ледяного покрова. Между ними залегает серия межледниковых отложений, начинающаяся флювиогляциальными песками и заканчивающаяся озерными ленточными глинами.

Примером верхнепалеозойских тиллитов могут служить конгломераты Двика в Южной Африке, описанные Тойтом (Du Toit, 1929), и конгломераты Талчир в Индии, по данным Вадия (Wadia, 1919).

Такие же тиллиты встречены на Фалклендских островах, в Аргентине, Уругвае, Южной Бразилии, на Мадагаскаре, в Австралии и Тасмании. Таким образом, они распространены по всей материке Гондвана. Оледенение не захватило всей площади материка, образуя только отдельные покровы, более или менее значительных размеров.

Тойт (Du Toit, 1926) выделяет в Южной Африке три таких покрова, разделенных участками, на которые оледенение не распространялось. Залегание ледниковых отложений в Южной Африке различно. На самом юге они сильно дислоцированы и образуют несколько полос шириной 1—2 км. Далее к северу, например у Кимберлея, они вышлагаются и местами залегают почти горизонтально, занимая площадь шириной в 75—100 км.

Ледниковые отложения образуют свиту Двика, подразделяющуюся, по Тойту (Du Toit, 1926), на три горизонта: 1) нижние сланцы — 300 м; 2) валунные слои — 600 м; 3) верхние сланцы — 260 м. По направлению к северу мощности горизонтов быстро уменьшаются и в Центральном Трансваале сохраняется только пласт тиллита мощностью 12 м, непосредственно лежащий на более древних толщах.

Нижние сланцы состоят из глинистых известковистых сланцев и рассматриваются как отложения озера, в которое с севера спускался ледниковый покров.

Валунные слои или конгломераты Двика, как их часто называют, представляют собой настоящий тиллит. Это — плотная порода, синеватого или зеленоватого цвета, состоящая из очень тонкозернистой гли-

нистой массы, неслоистой, в которой неправильно рассеяны неокатанные неоднородные обломки самых различных пород и размеров, начиная от мельчайших зерен и кончая громадными глыбами. Мелкие зерна и обломки угловатые; большие глыбы и валуны — с округленными углами. Глыбы размером 1—2 м в диаметре встречаются часто; изредка находятся глыбы 4 м в диаметре (рис. 100).

На юге тиллиты дислоцированы, метаморфизованы и колются через гальку. Севернее они более рыхлые и обломки легко отделяются от цемента.

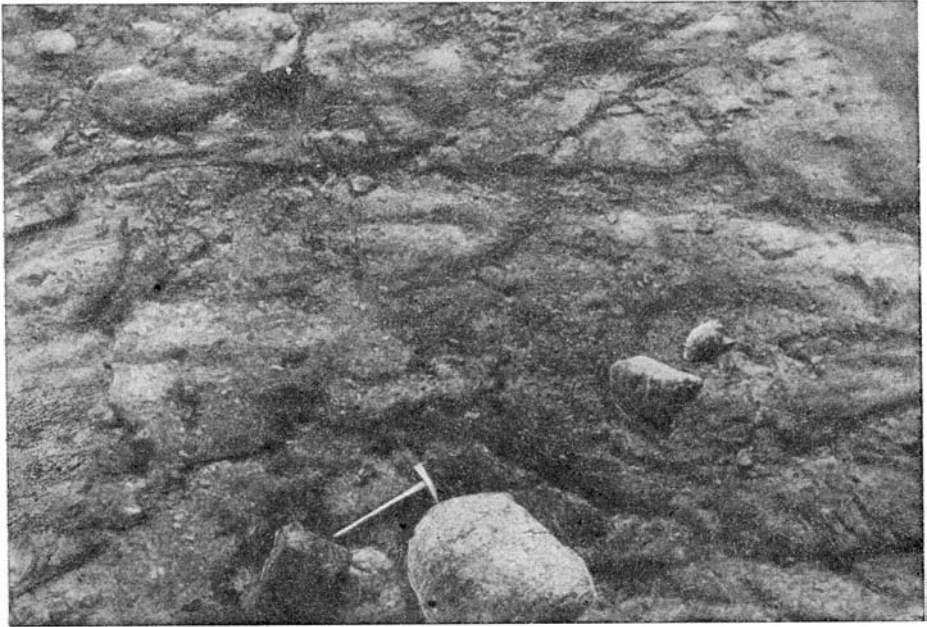


Рис. 100. Тиллит Двика. Неправильно распределенные обломки, угловатые, несортированные. По Тойту (Du Toit, 1929).

Мощность тиллитов весьма различна. Чаще всего она колеблется в пределах 50—150 м, но на юге точно установлена мощность в 300 м и возможны мощности до 600—800 м. На севере же Южной Африки, там, где располагались центры оледенения, мощности резко падают. Большое влияние на мощность тиллитов оказывают неровности в рельефе подстилающих пород.

Мощности в 200—300 м, не говоря уже о мощностях в 600—800 м, для четвертичных морен необыкновенно велики. Сопоставляя эти данные с наличием большей или меньшей окатанности валунов естественно сделать вывод, что валунные слои южных районов представляют собой не тиллиты, а речно-ледниковые конусы выноса, расположенные у крутых и высоких склонов горного массива, покрытого льдом. Тогда мы должны рассматривать конгломераты Двика, развитые в южных районах, не как донную морену равнинного оледенения, а как речно-ледниковые отложения окраины области оледенения скандинавского или аляскинского типа.

Кроме типичных, неслоистых валуновых слоев, встречаются разновидности с неясной или даже ясной слоистостью. Такая «слоистая Двика» (bedded Dwyka) образует пачки и прослои, отличающиеся резко уменьшенным количеством, а иногда и полным отсутствием крупных валунов. Нередко она переходит в типичные известковистые сланцы. Тойт (1926) считал ее отложениями ледниковых озер, в которые иногда с плавающих льдов падали отдельные валуны.

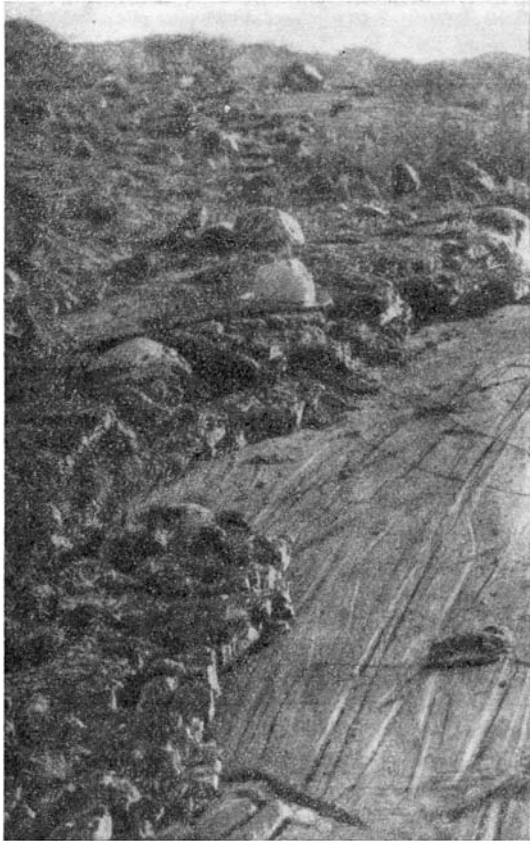


Рис. 101. Тиллит Двика, лежащий на отшлифованной штриховатой поверхности диабазов. По Тойту (Du Toit, 1926).

Другая разновидность — «гравий Двика» (gravel Dwyka) — исключительно плотна и состоит из массы небольших угловатых обломков, сцементированных известковистым веществом. По простиранию она переходит в песчаники с неправильной, косой слоистостью, содержащие неправильные прослои и линзы галечников. Тойт (1926) считал гравий флювиогляциальными отложениями, однако они очень похожи на древние уплотненные осыпи.

Наиболее поразительная особенность конгломератов Двика заключается в шлифованной поверхности подстилающих их более древних твердых пород, которую Тойт называет «штрихованная мостовая» («striated pavement»). Он иллюстрирует ее величественными фотографиями, одна из которых приведена на рис. 101. Наблюдения за направлением штрихов позволили приблизительно наметить положение четырех центров оледенения. Весьма типично выражены в описываемых конгломератах также шлифованные валуны, встречающиеся до-

вольно часто.

Общий комплекс явлений не оставляет сомнения в ледниковом происхождении конгломератов Двика, однако нельзя их все подряд относить к моренам. Среди них встречаются типичные речно-ледниковые отложения, перенесенные и переработанные реками морены.

Верхние сланцы. На тиллитах лежит толща оливково-зеленых сланцеватых пород мощностью 120—280 м, большей на юге. Верхний горизонт ее представлен «белой полосой» (white Band); на самом же деле это пачка мощностью 20—40 м черных углистых или битуминозных сланцев, только на выветрелой поверхности обладающих светлосерым

цветом. В самом верху залегает слой серых кремнистых сланцев, белый на выветрелой поверхности, образующей границу с вышележащей свитой Екка.

«Белая полоса» состоит из темных глинистых сланцев с прослойками песчаников, железистых пород, линзами и стяжениями доломитизированных известняков и конкрециями пирита. В «белой полосе» нередки органические остатки: рыбы *Palaeoniscus*, рептилии — небольшие плавающие *Mesosaurus*, ракообразные и растения *Glossopteris*. В верхних сланцах рыбы более разнообразны: *Acrolepis*, *Namaichthys* и другие; встречены моллюски, представленные своеобразной толстостенной *Eurydesma*, *Orthoceras* и *Conularia* sp.; найдены также растения *Dadoxylon* и *Lepidodendron*. Интересна находка остатков *Gangamopteris* в самом основании тиллитов, у отшлифованного фундамента.

На основании этих находок Тойт (Du Toit, 1926) определяет возраст всей свиты Двика как верхний карбон, обособляя ее от свиты Екка пермского возраста. По его мнению, с которым можно вполне согласиться, горизонт верхних сланцев с «белой полосой» — это отложения обособленного морского бассейна, типа эстуария с донными водами, зараженными сероводородом, и, вероятно, опресненными. Этим объясняется почти полное отсутствие морской донной фауны, нахождение одних плавающих форм и остатков растений и обогащение органическим веществом, характерное для «белой полосы».

Следует отметить, что в верхнем палеозое СССР и Западной Европы не обнаружены отложения, подобные свите Двика. Чем это можно объяснить, действительным отсутствием оледенения или отсутствием специальных исследований базальных конгломератов, пока сказать трудно.

Интересна тесная связь ледниковых отложений Двика с угленосными отложениями Екка. Обычно считают, что последние лежат на первых, но разрезы, приводимые Тойтом (1926), показывают возможность их одновременности; угленосные отложения развиты по окраине области оледенения. Намечается аналогия с четвертичным оледенением, во время которого и в послеледниковую эпоху по окраине ледяного массива развивались мощные торфяные массивы — будущие пласты каменного угля. Соответственно есть основание искать верхнепалеозойские тиллиты по окраинам верхнепалеозойских угленосных бассейнов и под угленосными толщами.

В пределах СССР возможные тиллиты найдены Ф. Н. Чернышевым на восточном склоне Урала и мною в северном Кара-Тау. Более несомненны древние тиллиты, найденные Николаевым (1930) в Западной Сибири. Они представляют неслоистую брекчию, состоящую из угловатых обломков различных пород.

Тиллиты северного Кара-Тау описаны мною (1926) и интересны в методическом отношении. Они залегают в толще вертикально стоящих глинистых метаморфизованных сланцев и песчаников и представляют собой свиту брекчий мощностью около 300 м. Эта свита состоит из чередующихся сланцев, песчаников и брекчий. Брекчии, достигающие значительной мощности, состоят из известково-сланцевого цемента, в который вдавлены куски и глыбы самых разнообразных пород самой различной величины — от микроскопических до глыб в несколько кубических метров. Все обломки угловаты или очень слабо окатаны. Обломки и глыбы самого разнообразного состава — сланцы, кварциты, известняки, граниты. Многие породы не обнажаются нигде в окрестностях. Под микроскопом видно, что даже малейшие обломки угловаты.

По литологическому составу брекчий Кара-Тау не отличимы от верхнепалеозойских тиллитов Индии и Африки. По возрасту они относились к верхнему протерозою. Казалось бы, принадлежность брекчий Кара-Тау к тиллитам несомненна. Но совершенно одинаковым составом обладают и брекчий осыпей и особенно селей, внезапных горных потоков. Единственным решающим признаком является отшлифованное ложе у тиллитов. Для брекчий Кара-Тау не удалось установить характер ложа, так как они стоят на голове и торчат из окружающих пород. Поэтому вопрос об их генезисе окончательно не решен.

В последующие годы каратауская брекчия была найдена южнее в нескольких пунктах Кара-Тау и Джебаглы-Тау. Мощность ее оказалась около нескольких десятков метров; залегает она несогласно на более древних отложениях в основании серии морских или прибрежных пород. Возраст ее — низы тремадока или низы среднего кембрия. Вследствие интенсивной дислоцированности обнаружить поверхность подстилающих отложений не удалось, и отшлифована она или нет — неизвестно. Поэтому, хотя к ней неоднократно применяли термин «тиллит», действительное происхождение ее остается неясным.

Тожественная брекчия описана А. В. Волиным из нижнего палеозоя Улу-Тау (северо-восточный Казахстан) под названием «б а й к о н у р с к о г о к о н г л о м е р а т а». Залегает она на пестроцветных песчаниках и сланцах; покрывается немymi кремнистыми тонкослоистыми ленточными породами, выше которых лежат известняки, аналоги тамдинских известняков. Брекчия имеет мощность около нескольких десятков метров; она массивная, несортированная, неоднородная, неокатанная или реже окатанная. Длина отдельных глыб достигает 20 м; в основном они состоят из подстилающих пород, хотя встречаются обломки пород и другого происхождения. Строение поверхности ложа также осталось неизвестным и поэтому происхождение их спорно.

Интересно громадное распространение тиллитоподобных брекчий: от Джебаглы-Тау до северного Кара-Тау 350 км и от северного Кара-Тау до Улу-Тау 250 км. На расстоянии 600 км брекчия сохраняет одно и то же стратиграфическое положение и строение; подстилающие и покрывающие породы тоже мало изменяются. Такая выдержанность подтверждает ледниковое происхождение брекчий, так как если бы эти брекчий были тектоническими, то они должны были бы пересекать стратиграфические горизонты; если бы они были брекчиями подводных оползней или внутриформационных скольжений, то площадь их распространения была бы более ограничена.

В методическом отношении интересна дискуссия, проведенная крупнейшим американским стратиграфом Дэнбаром (Dunbar, 1940), по статье Кейделя и Харрингтона (Keidel and Harrington, 1938) «Об открытии нижнекаменноугольных тиллитов в Западной Аргентине».

Дэнбар начал с замечания, что превосходная фотография, изображающая отшлифованный фундамент — «ледниковую мостовую», — не оставляла бы сомнений, если бы не сопровождалась текстом, который еще более несомненно доказывает противоположное. Далее он указал на существенную ошибку авторов, которые настолько убеждены в существовании оледенения, что считают излишним доказывать его. В то же время предполагаемые ледниковые отложения дислоцированы и разбиты сбросами. Поэтому отшлифованная поверхность, которая выдвигается как отшлифованное ложе ледника, на самом деле может быть плоскостью скольжения.

Кроме того, авторы, указывая на нахождение штрихованных валунов, не сообщают ничего об их количестве и расположении, забывая о том, что штрихованные валуны образуются и при сбросовых движениях.

Наконец, Дэнбар сказал, что доказательство, которое авторы считают наиболее несомненным, на самом деле решает вопрос отрицательно. Так, в качестве доказательства они приводят наличие четырех «ледниковых мостовых», две из которых совпадают с поверхностями прослоев песчаника среди конгломератов. Дэнбар отметил обстоятельство, упущенное авторами, а именно — четыре ледниковых ложа и четыре тиллитовых горизонта, налегающих друг на друга, сконцентрированы в толще валунных пород мощностью всего 5—6.5 м. Он совершенно справедливо указал, что подобное четырехкратное повторение никогда не наблюдалось ни при каком оледенении и фактически невозможно. Для уплотнения тиллита до такой степени, чтобы была получена отшлифованная поверхность, необходима его метаморфизация складчатостью и соответственно очень длительный промежуток времени.

Примером ошибочного определения ледникового происхождения может служить определение валунных слоев Блайни Гималаев пермского возраста. Они распространены в нескольких районах и ранее их считали тиллитом. Исследования Родэ (Rode, 1943) показали, что они представляют собой тектоническую брекчию или брекчию осыпи, образовавшиеся в эпоху вариссийской складчатости.

Описание тиллитов из протерозоя Урала дал Л. Лунгерстаузен (1947); протерозоя Саян — А. Н. Чураков (1941); протерозоя Канады — Бретц (Bretz, 1943) и пермокарбона Бразилии — Лейнц (Leinz, 1938). Ряд статей по древним, преимущественно докембрийским оледенениям, помещен в Трудах XVII Международного геологического конгресса, т. 6, 1937.

2. Реч но-леднико вые от ло же ния распадаются на две группы: подпокровные, образовавшиеся под покровом льда, и внепокровные, образовавшиеся за кромкой льда. Обычно термин «речно-ледниковые, или флювиогляциальные», применяют только ко второй группе; первую же группу связывают с моренами, среди которых она действительно располагается, и различные формы накопления выделяют под особыми названиями — «камы» и «озы». По существу это неправильно, так как и те и другие представляют результат переработки морен речными потоками.

Подпокровные речно-ледниковые отложения представлены камами и озами.

К а м ы — это холмы, или небольшие возвышенности, неправильных, чаще округленных очертаний, иногда располагающиеся полосами или неправильными скоплениями. Высота их от нескольких метров до немногих десятков метров. Интересно их внутреннее строение, противоречащее их форме. Они сложены сортированными, сравнительно тонкозернистыми, нередко слоистыми породами — суглинками, супесями и ленточными глинами, снаружи покрытыми тонким плащом валунного, моренного материала. Все отложения залегают спокойно, не обнаруживая даже признаков смятия. Часто встречаются прослойки с остатками арктических растений. К. К. Марков (Герасимов и Марков, 1939) считал камы отложениями подпокровных или припокровных водоемов. Это наиболее правдоподобное объяснение, однако, не разрешает вопросы, как арктические растения могли расти подо льдом и как озерные осадки без дальнейшего размывания могли образовывать холмы. Кук (Cook, 1946) считал камы отложениями озер, существовавших на поверхности ледника. При стаивании льда путем испарения эти отложения, не нарушая своего

залегающих, опускаются на морену. Холмс (Holmes, 1947, 1949) объяснял образование камов «действием обильной воды от тающих льдов и широкого падледникового дренажа, получающихся от сильного нагревания солнцем». Все эти объяснения достаточно сложны и неясны. Камам посвящены работы Л. Б. Рухина (1939) и Е. В. Рухиной (1939).

Озы — это гряды, сплошная или прерывистая, вытянутая в определенном направлении и сложенная, в отличие от кама, грубозернистым материалом — песком, галькой или угловатыми обломками. Длина ее измеряется от километров до нескольких десятков километров, ширина — сотнями метров, высота — несколькими десятками метров. Озы рассматриваются как отложения русел больших подпокровных рек.

Внепокровные речно-ледниковые отложения примыкают к морене и служат ее непосредственным продолжением, иногда они короткими клиньями даже вдаются в тело конечной морены. Состав и мощность их различны. Ближе к конечной морене развиты угловатые или плохо окатанные валуны и обломки, реже галька и грубозернистый песок. На расстоянии 5—6 км от морены обломки резко уменьшаются в размерах, становится много песка и появляется глина.

Нередко речно-ледниковые отложения образуют зандры. Зандр — слово, происходящее от исландского «sandur» и обозначающее песчано-галечную голую равнину, располагающуюся перед краем ледника и сплошь покрытую сетью ледниковых ручьев, непрерывно меняющих свое положение. В ее строении отчетливо выражено постепенное уменьшение обломков и зерен осадков по мере удаления от ледника, отмеченное выше.

Среди ледниковых пород морены и зандровые отложения преобладают, но, кроме них, встречаются озерные отложения, эоловые пески и лёсс, описанные ниже, в соответствующих разделах.

3. Речные отложения. Хорошо развитая речная система, находящаяся в старческой стадии развития, — это отличительная, обязательная особенность долосклонов. Поэтому речные отложения на поверхности долосклонов пользуются громадным распространением. Они очень быстро отлагаются, но также быстро разрушаются и уносятся. В связи с этим, более или менее хорошо намечаются четвертичные и плиоценовые долины. От более древних долин, несомненно существовавших, ничего не сохранилось.

Примером большой реки четвертичного возраста может служить водная артерия «Палеотанаис», соединявшая в эпоху последнего оледенения зандровые равнины верхних течений Волги и Оки с Черным морем и протекавшая параллельно Дону, несколько восточнее его. Ширина долины этой мощной реки достигала 80—100, а местами и 150 км. Мощность речных отложений 60—80 м. Они состоят из песков и глин с галькой кристаллических пород ледникового происхождения.

Речная система русского долосклона, расположенного в средней части Русской платформы, в области выпадения значительного количества атмосферных осадков, хорошо развита, полноводна и производит очень большую разрушающую и переносящую работу. Мощность речных отложений во много десятков метров встречается часто; общий объем тела речных отложений очень велик, учитывая его мощность, ширину и длину.

В пределах южной части западносибирского долосклона, представленной мелкосопочником Казахской степи, картина совершенно иная. Количество осадков невелико, реки немногочисленны и маловодны, летом почти пересыхают, транспортирующая сила их ничтожна, и поэтому, несмотря на громадную ширину долин, мощность речных отложе-

ний мала, нередко всего несколько метров. Среди них пески более редки и широко развиты щебнево-глинистые породы.

4. **О з е р н ы е о т л о ж е н и я.** В пределах зрелых долосклонов типа русского долосклона озера сравнительно малочисленны, небольших размеров и играют второстепенную роль; они пресные и нередко переходят в болота.

В пределах старческих долосклонов типа западносибирского долосклона озера, наоборот, многочисленны, иногда достигают значительных размеров, и их отложения занимают весьма большую площадь, особенно если учитывать, что они легко меняют свое положение. Кроме пресных озер и болот, иногда тянущихся на многие десятки и даже сотни километров, часто встречаются солоноватые и горько-соленые самосадочные озера. Пояс озер протягивается от восточного склона Урала до Салаира на тысячи километров; ширина его — сотни километров.

Важно отметить, что в пределах этого пояса пыльцевой анализ и изучение флоры и микрофауны позволили установить, что, кроме отложений современных и четвертичных озер, сохранились отложения неогеновых, палеогеновых, верхнемеловых и даже нижнемеловых озер. Меловые, а иногда и палеогеновые озера располагаются на древней, юрской, коре выветривания. В этих случаях, в их отложениях встречаются пестроцветные глины, обогащенные окислами железа и глиноземом. Местами они переходят в бокситовые глины и бокситы. Последние образуют значительное число небольших и средних месторождений, известных на всем протяжении озерного пояса, начиная от восточного склона Урала и до Салаира. Интересно, что в мезозое пояс здесь не заканчивался, а проходил еще дальше на восток, до устья Ангары, т. е. до Сибирского массива. Нижнемеловые озера известны в южной части этого массива и в Забайкалье, но бокситовые месторождения еще не найдены.

На всем протяжении Ангариды, от Урала и до Тихого океана, развиты озерные и болотные угленосные толщи верхнетриасового, юрского и нижнемелового возраста, но палеогеография их еще не ясна; располагались ли они на долосклоне или в пределах обширных бессточных впадин, сказать трудно.

5. **О п о л з н и.** По склонам речных долин долосклонов юношеской и зрелой стадий развития, например на русском долосклоне, оползни обычное явление. Высота склонов больших рек — Оки, Волги, Камы и других — достигает 80—100 м и больше. Если геологическое строение благоприятно для оползней, т. е. водоупорный горизонт развит у основания склона и наклонен к реке, то оползни достигают громадных размеров, а смещенные толщи — весьма значительной мощности. Общеизвестны оползни у г. Саратова на Волге или у г. Елабьмы на Оке, где длина их измеряется километрами, а ширина — многими сотнями метров.

Свежие оползни с сохранившимся цирком узнать легко; древние же оползни, у которых не видно цирка и которые сравнялись с общим уровнем берега реки, можно определить только по интенсивным нарушениям в залегании отложений, которые рядом лежат горизонтально. В геологической практике известны неоднократные случаи, когда нарушения, вызванные оползнями, принимали за проявления тектоники и делались неправильные выводы.

6. **Э л ю в и й и д е л ю в и й.** Элювий — это продукты разрушения коренных пород, потерявшие с ними видимую связь, но оставшиеся на месте образования. Сюда относятся различные суглинки и супеси, широко

распространенные на плоских водоразделах и имеющие сравнительно небольшую мощность.

Делювий — это элювий, сползший по склону и залегающий в виде плащеобразного покрова. Процесс сползания называется солифлюкцией. Наибольших размеров он достигает в областях мерзлоты, оттаивающей летом. Здесь солифлюкция выражена нередко в виде типичных оползней и оплывин.

Элювий и делювий обычно постепенно и незаметно переходят друг в друга, и точное обособление их невозможно. В ископаемом виде они почти неизвестны.

7. **Э о л о в ы е о т л о ж е н и я** распространены сравнительно мало и только в степных или полупустынных областях долосклонов. Как и в пустынях, прежде всего выдуваются речные и озерные отложения. Вдоль берегов рек и озер образуются песчаные дюны; пылеватые и глинистые частицы уносятся дальше и, оседая по склонам долин, ближе к водоразделам, принимают участие в образовании элювия и делювия (суглинков), а иногда служат материалом для образования лёссовидных пород и типичного лёсса.

Большое распространение эоловые пески и лёссовидные породы получают иногда на задровых равнинах, которые почти лишены растительного покрова и расположены в области, в которой проявляются сильные и постоянные ветры. Эоловые пески и скопления пыли, образующие лёссовидную породу, неоднократно отмечали для современных задр; нет никакого сомнения, что они отлагались и в эпоху четвертичного и более древних оледенений. Краткий очерк их составлен К. К. Марковым (Герасимов и Марков, 1939). Образование эоловых отложений в Исландии описано Торродсеном (Toroddsen, 1906): «На равнинах ледниковые ручьи широко отлагают глину (ледниковую мусть) на больших пространствах, и когда она высыхает и поднимается ветер, равнины окутаны облаками пыли». Мощность образующегося лёсса достигает исключительно большой величины — 100 м. Развевание преобладает зимой, когда ледники не тают и поверхность задров сухая. Развевание задров наблюдается также в Гренландии; оно описано Хоббсом (Hobbs, 1934). Здесь нередко песчаные бури, подобные пустынным, развиты скопления эоловых песков, встречаются трехгранники и образуется лёсс (стр. 238).

К. К. Марков (Герасимов и Марков, 1939) указал, что «эти явления объясняют образование обширных пространств эоловых песков на равнинах Полесья и вообще в средней и северной части Союза. . . Большая часть дюн приурочена к задрам, но иногда к песчаным озерным равнинам. Условия образования могли напоминать исландские. Напомним, что образование дюн не исключает, а, наоборот, предполагает присутствие растительности. Такие дюны образуются в процессе зарастания». Интересно указание К. К. Маркова о том, что заросшие бугристые пески образуются сразу, без предшествовавшей стадии голых барханов. Оно совпадает с указанием И. П. Герасимова на подобное явление в пустынях.

8. **К о р а в ы в е т р и в а н и я.**¹ На русском долосклоне, в пределах Воронежского горста, кора выветривания лежит на докембрийских отложениях и покрывается морским средним девонем. На западносибирском долосклоне кора выветривания лежит на изверженных и осадочных породах палеозоя и покрывается континентальными нижнемеловыми и,

¹ Литература по коре выветривания дана в особом разделе.

возможно, верхнеюрскими отложениями. Подобные взаимоотношения вскрыты на восточном склоне Урала, в Казахской степи и на Салаире.

Наиболее детально кора выветривания изучена на восточном склоне Урала; она описана в связи с никелевыми месторождениями в работах И. И. Гинзбурга (1946, 1947); в связи с месторождениями железа и хрома — в работах Б. П. Кротова (1931, 1936), Г. В. Вахрушева (1949) и Е. Н. Шукиной (1946); в связи с месторождениями каолиновых глин — в работе В. П. Петрова (1948). Кора выветривания в Западной Сибири, где на ней лежат месторождения бокситов, описана в работах М. П. Нагорского (1934, 1941) и А. А. Зенковой (1934). Латеритовые породы Крыма описаны В. Я. Гриневым (1929); Прибату́мья — С. М. Левченко (1935); возможности их нахождения рассматриваются И. С. Пасхиным (1940). Более широко кора выветривания освещена в монографии Б. Б. Польшова (1934). Не менее многочисленны зарубежные работы, особенно по латеритовой коре выветривания, с которой связаны крупнейшие месторождения бокситов и железных руд [монография Гарасовича (Harrassowitz, 1926) и Фокса (Fox, 1932) и Лаппарана (Lapparent, 1930)].

Кора выветривания теснейшим образом связана с почвами и элювием, которые представляют конечные стадии ее изменения, утратившие прямую связь с коренными породами. Почвы, непосредственно лежащие на коренных породах, являются разновидностью коры выветривания. Кора выветривания, сползшая по склону, переходит в делювий, и граница между ними становится неясной.

В состав коры выветривания входит исключительно сложный комплекс своеобразных неустойчивых минералов, соединенных между собой многочисленными переходами. Минералогический состав значительно изменяется в зависимости от состава коренных пород.

Характерная литологическая особенность коры выветривания заключается в совместном нахождении глин и брекчий, состоящих из обломков коренных пород. Преобладают глины, нередко ярко окрашенные, пестроцветные, красные, розовые и белые, но встречаются и другие породы — глинисто-щебневые, самых различных цветов.

Породы коры выветривания нередко сохраняют структурные признаки коренных пород — их жилковатость, полосчатость и слоистость. В последнем случае образуется так называемая «ложная слоистость».

Мощность коры выветривания весьма различна. Преобладают мощности около пескольких метров, но нередко десятки метров, а в отдельных случаях, в зонах раздробления, кора выветривания образуется до глубины 150—200 м и больше.

9. Ископаемые почвы.¹ Почвы — это поверхностные отложения, образующиеся в результате сложного взаимодействия химических и механических процессов выветривания и деятельности органического мира — животных и преимущественно растений. В истории Земли в разные эпохи различно проявляются процессы выветривания и деятельность органического мира. Соответственно по-разному происходит почвообразование, и почвы разных эпох отличаются друг от друга. Особенно отличаются почвы нижнего карбона и более древних эпох, когда высшие растения и животные отсутствовали на большей части поверхности материков и концентрировались только по берегам водных бассейнов. Начиная с ордовика, вглубь веков, безжизненными становятся берега

¹ Литература по ископаемым почвам дана в особом разделе.

и пресные воды, и вся жизнь концентрируется только в море, за исключением микроорганизмов.

Начиная с верхнего палеозоя и, в частности, с пермского периода, растительность распространяется на внутренние части материков; распространяется и сопровождающий ее животный мир. Все же эта растительность была связана с болотами и озерами. Существовали ли лесные массивы на водоразделах, аналогичные современным, — неясно; скорее всего, они отсутствовали. Во всяком случае, для мезозоя и палеогена существование их несомненно. Несомненно и наличие почв, аналогичных современным и также широко распространенных.

В то же время в ископаемом состоянии они мало известны. Для тех почв, которые были развиты на водоразделах и других областях разрушения, это объясняется тем, что они были разрушены и смыты. Но почвы были развиты и в областях накопления: на прибрежных и предгорных равнинах, в обширных материковых бессточных впадинах, по берегам морей и озер. Во всех этих областях они, безусловно, сохранились, будучи погребены под более молодыми отложениями, подобно тому как сохраняется кора выветривания, широко распространенная в ископаемом состоянии.

Тот факт, что почвы в отложениях областей накопления верхнего палеозоя, мезозоя и кенозоя неизвестны, можно объяснить только тем, что мы еще не умеем их узнавать и смешиваем их с другими континентальными отложениями.

Почвы, которые бедны растительными остатками или лишены их, мы относим к обычным песчано-глинистым наземным осадкам, чаще всего к отложениям аллювиальных равнин. Почвы, которые обогащены растительными остатками (гумусом), в ископаемом состоянии представляют углистые песчано-глинистые породы, и как таковые их относят к отложениям болотных водоемов. Поэтому при анализе условий образования углистых пород мы обязательно должны учитывать, что часть их — это ископаемые почвы, не имеющие никакого отношения к болотам, озерам и другим водоемам.

Вопросу изучения ископаемых почв, так называемой «палеопедологии», посвящена небольшая статья К. К. Никифорова (Nikiforoff, 1943). Он указывает, что почвы сохраняются только в тех условиях, в которых они образуются. Всякое изменение условий немедленно влечет изменение и почв. Погребение почв оползнями и обвалами, песчаными бурями, половодьями, наступающим ледником или ингрессирующим морем, или озерами, повышающими свой уровень, немедленно вызывает изменение почв. От почв сохраняется только их скелет, состоящий из химически устойчивых минералов, таких, как кварц и мусковит. «Мясо» почв — органические и неорганические коллоиды — и «кровь» — почвенные растворы — при погребении почв не сохраняются.

Но иногда даже такая нестойкая составная часть почв, как гумус, при определенных условиях сохраняется; примером этого служат прослой гумусовых почв в лёссе, в озерных и речных отложениях. В обычных условиях в результате биохимических процессов гумус распадается на углекислоту, воду и простые соли, но нередко большая или меньшая стерилизация уничтожает эти процессы, и гумус сохраняется, постепенно обугливаясь. Из этого можно сделать вывод, что гумусовые почвы, обогащенные растительными остатками, при достаточной стерилизации, могут переходить сначала в торфянистые породы, затем в лигнитовые и, наконец, в углистые и углеродистые.

Кроме гумусовых прослоев в лёссе, ископаемыми почвами, по К. К. Никифорову (Nikiforoff, 1943), являются ожелезненные горизонты в межледниковых отложениях и некоторые окремненные кальцитовые корки «hardpans». По его мнению, ископаемые почвы в различных системах должны быть разными и изучение их, только еще начинающееся, может дать важные палеогеографические указания.

Достижения советских почвоведов в палеопедологии отмечены Б. Б. Польшновым (1927). С большим охватом написана работа Л. С. Берга (1945). Неогеновые почвы Крыма рассматриваются М. В. Муратовым (1954). Четвертичные почвы описаны в ряде работ И. П. Герасимова (1946), К. Д. Глинки (1931), С. А. Захарова (1946), Х. П. Мириманяна (1932), А. И. Москвитина (1930), Б. Ф. Петрова (1950), И. В. Тюрина и Е. И. Тюрина (1940), Л. В. Тихеева (1932).

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

ОБЩИЕ УКАЗАНИЯ

При определении условий образования кусков пород, пластов и комплексов пластов приходится сталкиваться с двумя группами случаев: 1) с присутствующими объектами изучения и 2) отсутствующими объектами изучения.

Случаи первой группы резко преобладают. Случаи второй группы редки, но тем не менее существуют и их забывать нельзя. Из них наиболее часто встречаются случаи определения объектов, уничтоженных во время перерывов эрозией или абразией наступающего моря. Обычно мы наблюдаем разрез, в котором на слое *A* лежит слой *B* и еще выше слой *B*. В соседних районах слой *B* выпадает, и на слое *A* непосредственно, со следами перерыва, лежит слой *B*. Появляется необходимость определения отсутствующего слоя *B*, его свойств и условий образования.

Реже возникает потребность в определении свойств и условий образования давно уничтоженных возвышенностей и даже целых горных хребтов, например верхнепалеозойского Урала, от которого сейчас, кроме корней и продуктов разрушения, ничего не осталось.

Объектами изучения могут быть куски пород, целые пласты или комплексы пластов — пачки, свиты, слои, ярусы. При определении условий их образования необходимо изучение двух групп признаков: их свойств и свойств взаимосвязей с другими объектами, их окружающими, особенно им противоположными.

ПРИЗНАКИ

Первая группа признаков, в свою очередь, распадается на две подгруппы, равноценные и одинаково обязательные для изучения: литологические и палеонтологические свойства.

К первой подгруппе относятся:

1. Форма и размеры зерен и обломков, составляющих породу
2. Их минералогический и петрографический состав
3. Цвет пород
4. Слоистость и ритмичность

5. Знаки на поверхности осадков
6. Мощность
7. Форма тела
8. Включения и выделения
9. Структуры и текстуры

Вторая подгруппа включает в себя:

10. Состав фауны
11. Состав флоры
12. Образ жизни животных
13. Сохранность органических остатков
14. Распределение органических остатков в породе
15. Взаимоотношения отдельных группы

Вторая группа признаков — это свойства взаимосвязей с окружающими объектами. Для их понимания необходимо изучение следующих признаков:

16. Изменений по простираанию
17. Перехода в окружающие осадки
18. Перехода в подстилающие и покрывающие отложения

Остановимся на характеристике отдельных признаков.

1. **Ф о р м а и р а з м е р ы з е р е н и о б л о м к о в**, составляющих породу, весьма важны и нередко дают ценные указания. Кроме определения окатанности и сортированности зерен и обломков, нужно составить характеристику их распределения в толще осадков — в виде прослоев, линз или равномерного. Начинать надо с макроскопического изучения в поле; обычно необходимо и микроскопическое изучение в условиях камеральной обработки. Методы изучения описаны в курсах петрографии осадочных пород Л. В. Пустовалова (1940) и М. С. Швецова (1948), а также в руководствах Л. Б. Рухина (1953) и Твенхофела (1936).

2. **М и н е р а л о г и ч е с к и й с о с т а в з е р е н и о б л о м к о в** имеет второстепенное значение, но дает некоторые существенные указания и потому его часто определяют.

Более необходимо изучение **п е т р о г р а ф и ч е с к о г о с о с т а в а**, обычно производимое макроскопически и далее микроскопически. На его основе могут быть получены важные сведения о происхождении галек конгломератов, обломков брекчий и зерен грубозернистых песчаников, положении и строении областей разрушения, а также размерах и форме переноса — реками, временными потоками. С методами изучения знакомят указанные выше руководства и некоторые специальные исследования.

3. **Ц в е т п о р о д** — общеизвестный признак, данные по которому приведены выше. Нужно иметь в виду, что цвет — это признак весьма изменчивый и требующий специального изучения; поэтому строить на нем те или другие выводы надо весьма осторожно. При наблюдении этого условия могут быть получены существенные указания.

4. **С л о и с т о с т ь** дает указания по условиям образования. Ее особенности описаны ранее. При изучении особое внимание должно быть обращено на поверхности напластования и тончайшие прослойки перерывов.

Р и т м и ч н о с т ь накопления имеет такое же важное значение, как и слоистость. Изучение ее и выделение ритмов обязательны, но нужно иметь в виду, что, подобно тому как существует ряд толщ неслоистых или неясно слоистых, нередки толщи, в которых ритмичность осадко-

накопления отсутствует или неясная. Нахождение ритмов там, где их нет, нежелательно.

5. **Знаки на поверхности осадков**, включая волноприбойные знаки (рябь), многочисленны и разнообразны, но условия их образования нередко неясны, спорны и различны. Поэтому использование их для восстановления условий образования хотя и обязательно, но должно проводиться с осторожностью. Очень близкая рябь возникает и в зоне прибоя, и в руслах рек, и в областях сильных ветров определенного направления.

6. **Мощность отложений** определять следует обязательно. При замере нужно учитывать, что суммарная мощность большой толщи может очень сильно, в несколько раз, превышать глубину бассейна или размеры опускания.

7. **Форма тела осадка** — признак, на который обычно не обращают должного внимания, так как восстановление его трудно, а иногда и невозможно. Более или менее четко форму тела устанавливают только тогда, когда осадок представляет собой полезное ископаемое, но и в других случаях изучение ее необходимо, особенно для массивных толщ, например рифовых массивов.

8. **Включения и выделения** заслуживают внимания и должны отмечаться. Значение их (например оолитов, угольных шаров, глиняных галек) для установления условий образования осадков нередко существенно, но в ряде случаев при определении их происхождения бывают противоположные толкования, так, например, оолиты образуются и в зоне прибоя, и в быстрых источниках, и в застойных бассейнах, и в мелких лужах. Происхождение некоторых других выделений, например стилолитов и фунтиков, не всегда может быть выяснено.

9. **Структуры и текстуры** весьма разнообразны и иногда имеют существенное значение для восстановления условий образования, например известняков. Для песчаников или конгломератов и некоторых других пород они имеют второстепенное значение.

Палеонтологические признаки не менее, а иногда и более важны, чем литологические. Детальное изучение их обязательно, при этом в большинстве случаев окаменелости нужно рассматривать, как живые существа со всеми их особенностями. Только в отдельных случаях их обломки становятся обычными составными частями горных пород.

10. **Состав фауны** решает основной вопрос о принадлежности изучаемых отложений к морским, солоноватоводным, пресноводным и в редких случаях к наземным или горько-соленым. Признаки всех этих фаун приведены выше, в соответствующих разделах.

Надо отметить, что есть ряд фаун, которые вызывают различные толкования. Одинаково возможна принадлежность их к морским или солоноватоводным и даже к пресноводным. Наиболее трудно обособление фаун горько-соленых и солоноватоводных бассейнов. Фауну казанского моря одни исследователи считают горько-соленой, другие — солоноватоводной. Вопрос решается определением литологических признаков. Отсутствие в составе казанских отложений соленосных и гипсоносных пород свидетельствует об образовании их в солоноватоводном, опресненном бассейне типа современного Каспия.

11. **Состав флоры**. Остатки растений, особенно тонкие стебли и листья, находимые в значительных количествах, определяют континентальный характер отложений, но в тех случаях, когда с растениями

не встречается морская или солоноватоводная фауна. Сочетание морской фауны с многочисленными остатками растений встречается в мангровых зарослях, а солоноватоводной фауны и растений — в лагунах и прибрежных болотах.

В верхнем палеозое высшие растения распространяются в области, удаленные от моря, и появляются почти все группы флоры. Изучение особенностей флор и отдельных растений позволяет делать выводы о климатических особенностях и, в частности, обособлять области с обильными атмосферными осадками от засушливых областей.

12. **Образ жизни животных** часто дает важные указания на условия накопления осадков, заключающих их скелетные образования. Такие указания многочисленны и разнообразны. Один из наиболее характерных примеров — коралловые рифы. Колониальные кораллы живут на глубинах не свыше 30—40 м и при температуре около 20°; поэтому нахождение ископаемых коралловых рифов определяет небольшие глубины моря и его тропический характер. Другой интересный пример — это глинистые сланцы, переполненные пластинчатыми колониями мшанок. Мшанки живут, прирастая к устойчивым предметам; на илистом дне таких предметов нет, но в то же время мшанки переполняют породу. Единственными предметами, к которым мшанки могли прирастать, могли быть только водоросли. Водоросли, покрытые приросшими к ним мшанками, отмирая, опускались на дно. Массовая гибель водорослей обуславливала образование прослоев глинистых сланцев, переполненных мшанками. Таких примеров можно привести очень много.

13. **Сохранность органических остатков** прежде всего определяет захоронение их на месте жизни организмов или наличие их переноса. Степень и характер разрушенности указывает на характер переноса, интенсивность движений воды и длительность переноса. Важно при этом обратить внимание на наличие окатанности обломков и их сортированность.

14. **Распределение органических остатков в породе** также существенно. Обилие в отложениях остатков растений, пласты торфа, лигнита и углей — все это определяет существование бассейна концентрации, т. е. такого водоема, в котором концентрируются остатки растений и в то же время отсутствует принос терригенного материала.

Скопления массивных толстостенных раковин, принадлежащих одной или немногим формам, служат определяющим признаком существования подводной банки, например устричной. Примеры их многочисленны и разнообразны, что подчеркивает значение признака.

15. **Взаимотношения отдельных групп** позволяют устанавливать некоторые особенности областей захоронения. Совместное нахождение дольных и планктонных форм определяет существование застойного бассейна, населенного своей обычно однообразной фауной, в который течениями приносились громадные количества планктонных форм, нередко придающих породе битуминозность. Нахождение массивных прирастающих форм типа гипшуритов определяет наличие коралловых рифов, с которыми они неразрывно связаны. Как уже было сказано, наличие в глинистых породах больших количеств прирастающих форм, мшанок или пелеципод, определяет существование зарослей водорослей, к которым эти группы прирастали. Наличие же водорослей — это важный факт, свидетельствующий об определенной глубине бассейна, так как водоросли не растут на глубинах свыше 100 м, куда не прони-

кает дневной свет. Эти примеры, конечно, далеко не исчерпывают их разнообразия. Взаимоотношения отдельных групп организмов изучены еще недостаточно.

16. Изменения по простиранию часто дают весьма важные указания, и для полной характеристики фации или комплекса фаций их определение обязательно.

Изменение по простиранию величины зерен осадков и переход от глин и алевроитов к грубозернистым песчаникам и конгломератам определяет направление сноса и положение области разрушения.

Изменение шлихов по простиранию нередко определяет положение коренного месторождения, за счет разрушения которого образуются шлихи.

Переход глин и яшм по простиранию в грубозернистые песчанники, конгломераты и брекчии указывает на образование их в мелководных застойных бассейнах вблизи от берега. Наоборот, переход доманика по простиранию в темные слабо битуминозные или синие небитуминозные глины с *Liorhynchus* свидетельствует об образовании его в застойных иловых впадинах вдали от берега моря.

Для более или менее значительных палеогеографических построений особенно важно изучение связей противоположных явлений. Изучая море, всегда надо ставить перед собой вопрос, где была окружающая его суша. Изучая осадки области накопления, например юрскую угленосную толщу, надо ставить перед собой вопрос, где была область разрушения, возвышенности, горы, давшие материал для образования этой толщи. Изучая пласт угля, необходимо знать, где кончается то болото, в котором он образовался, где располагаются берега этого болота и чем они сложены.

Примеры подобной связи противоположностей встречаются во всех областях геологических знаний, но геологи, к сожалению, обращают на них слишком мало внимания.

17. Переход в окружающие осадки может быть постепенный, едва заметный, резкий, связанный с перерывом в накоплении. Глины переходят в пески обычно постепенно, едва заметно, через песчанистые глины и глинистые пески, но встречаются случаи, когда глины резко сменяются брекчиями, без всяких промежуточных пород. Такая резкая смена наблюдается на контакте известнякового рифового массива с покрывающими его мергелями или глинистыми породами.

Прерывистый контакт наблюдается при смене моря или озера каменистым, скалистым берегом. В геологической практике такой контакт обязательно будет пониматься как сброс. Прерывистый контакт дают отложения речного русла, врезанного в подстилающие толщи, например отложения речных русел, входящие в состав кизеловской угленосной толщи.

18. Переход в подстилающие и покрывающие отложения также бывает постепенный, прерывистый и с размывом. Постепенный переход наблюдается тогда, когда процесс выпадения осадка не прерывается, но изменяются состав и размеры приносимых зерен. При этом изменяется литологический состав породы, но слоистость не образуется. Нижняя часть пласта, например, сложена грубозернистым песком, выше он постепенно становится все более и более тонкозернистым, переходит в алевроит, слагающий среднюю часть пласта. Выше алевроит постепенно переходит в глину, слагающую верхнюю часть пласта; затем наступает перерыв в накоплении осадков, образующий верхнюю поверхность пласта.

Чаще переход сопровождается перерывами в накоплении осадков, создающими слоистую толщу. В основании толщи залегает пласт грубозернистого песчаника. После эпохи его отложения принос осадков прерывается, поверхность пласта уплотняется и на ней отлагаются пластинки слюды, частицы ила, детрит растений, образующие тончайший прослоечек, при составлении разреза пропускаемый нами. Когда перерыв заканчивается, наступает эпоха накопления пласта алеврита. Далее наступает перерыв, снова отлагается прослоечек перерыва и возникает поверхность напластования. Затем начинается накопление глинистых частиц, образующих пласт глины; новая эпоха перерыва создает его поверхность напластования. Таким образом, в этом случае вместо одного неоднородного пласта, рассмотренного в первом случае, возникает слоистая толща, состоящая из трех, фактически из шести пластов.

В третьем случае процесс имеет следующую последовательность. После накопления пласта грубозернистого песчаника наступает перерыв, во время которого на дне моря возникают настолько сильные течения, что верхняя часть отложившегося пласта размывается. Затем течение и размыв прекращаются, наступает эпоха накопления прослойка, образующего поверхность напластования, но, в отличие от второго случая, неровную и неоднородную. На ней отлагается пласт алеврита. После его накопления снова возникают течения, размывающие его верхнюю часть. На неровной, размывтой поверхности алеврита во время перерыва накапливается второй прослоечек перерыва, неровный и неоднородный. На нем отлагается пласт глины, верхняя часть которого тоже размывается и покрывается прослоечком поверхности напластования. В общем образуется такая же слоистая толща, как и во втором случае, но меньшей мощности и отличающаяся неровными поверхностями напластования и то утоняющимся, то утолщающимся прослоечком перерыва.

Кроме этих трех случаев, встречаются комбинированные толщи, включающие в себя пласты первого и второго случаев или второго и третьего, а иногда и всех трех. Встречается толща, состоящая из многократного повторения неоднократных пластов, разделенных поверхностями напластования; например толща микроритмов, состоящих из песчаной разновидности внизу, постепенно, без перерыва, переходящей в глинистую разновидность вверху, причем каждый ритм отделяется от другого поверхностью напластования.

ОБЪЕКТЫ

Определение условий образования породы по образцам распадается на две группы случаев. Первая группа включает в себя случаи, для которых известно, из какого пласта взят определяемый образец, и известны все признаки этого пласта: мощность, протяженность, изменения и другие. Фактически дело сводится к определению условий образования пласта, и образец породы является лишь отдельной иллюстрацией. Такие случаи будут рассмотрены ниже, в разделе об условиях образования пластов.

Сейчас мы рассмотрим вторую группу случаев, когда определению подвергаются образцы, для которых или ничего не известно, или известно только, откуда они взяты. Прежде всего изучаемый образец тщательно осматривают со всех сторон невооруженным глазом или под лупой. Очень часто необходимо провести микроскопическое изучение отдельных шлифов или применить другие методы — рентгеноскопический, спектроско-

пический, термический и другие. Если возможно, то изучаемый образец надо расколоть на более мелкие куски для обнаружения фауны. После общего осмотра наибольшее внимание уделяют изучению фауны. Оно должно определить морское или континентальное происхождение изучаемого образца. Затем изучаются слоистость, цвет, форма зерен и их размеры, распределение и минералогический состав, структура породы, включения и выделения, если их видно.

Морское происхождение образца определить легко, это возможно даже по мелким обломкам раковин продуктусов, аммонитов, белемнитов, гониатитов, по табличкам и иглам морских ежей, членикам криноидей, кусочкам фузулинид и т. п. Отнесение к пресноводным группам более трудно, и для этого требуется лучшая сохранность, обычно почти полные раковины или отпечатки. При отсутствии органических остатков в образце породы нельзя определить происхождение породы, так как и континентальные и морские отложения могут не содержать органических остатков.

Определение пресноводного характера фауны ставит дальнейшую задачу — установление озерного или речного происхождения. Решение этой задачи по одной фауне очень трудно, нередко невозможно. На помощь приходит литология. Пресноводная фауна в песчаниках, грубозернистых или разнородных, косослоистых определяет речное происхождение. Наличие же ее в тонкослоистых тонкозернистых мергелистых породах определяет озерное происхождение.

Установление характера озера или реки по одному образцу породы невозможно. Для этого надо знать свойства, распространение, мощность, взаимоотношения всего слоя и даже комплекса слоев.

Происхождение образцов породы с морской фауной может быть весьма разнообразным. Для его определения надо знать образ жизни найденных животных, их распределение в осадке и литологию последнего. Более детально все это будет рассмотрено в разделе «Определение условий образования пластов».

Определение происхождения породы без фауны или с неясной фауной по образцам представляет трудную, нередко неразрешимую задачу, рассмотренную на стр. 340, в разделе «Обособление морских и континентальных отложений».

Примеры определения условий образования породы по образцам. Разнообразие таких образцов бесконечно, и мы остановимся только на некоторых характерных представителях различных литологических групп.

1. Светлый, местами розоватый, плотный массивный немой известняк. В одном углу образца сохранилась небольшая полость, окаймленная корочкой кристаллического кальцита — инкрустационная структура. Из раздела «Известняки» IV главы первого тома выясняем, что такие породы характерны для рифовых массивов. Окончательно вопрос решает изучение не одного образца, а всего массива, сложенного такими известняками.

2. Серый песчаный известняк, переполненный целыми и битыми раковинами мактр, кардиумов, церитиумов. При осмотре образца устанавливаем, что это ракушняк. Обращаемся к предметному указателю в конце книги, находим «ракушняки», а в тексте все данные о их образовании.

3. Зеленовато-серый глинистый известняк, слоистый, с редкими раковинами продуктусов и спириферов. Определение раковин по учебникам

показывает, что это *Productus hemisphaerium*, *Strophalosia horrescens* и *Spirifer rugulatus* и что эти формы относятся к казанскому ярусу (цехштейну). В предметном указателе находим «казанское море» и в тексте узнаем все его особенности.

4. Желтовато-серый и буровато-серый искристый доломит с редкими ядрами спириферов, определение которых показывает, что это *Spirifer archiaci*, по возрасту относящийся к фаменскому ярусу. В разделе «доломиты» (глава IV I тома) узнаем, что морские доломиты могут быть первичными и вторичными и что для установления этого надо знать свойства всего пласта или толщи доломитов. По одному образцу больше ничего определить нельзя.

5. Белая плотная, но маркая, тонкозернистая неслоистая порода, похожая на белый мел. По одному образцу без фауны ничего сказать нельзя, так как такие породы встречаются в самых различных отложениях. Если в породе найдены обломки белемнителл, устриц или морских ежей, то это типичный белый мел верхнемелового возраста, относящийся к псевдоабиссальным отложениям.

6. Синеватая и зеленоватая плотная пластичная, весьма однородная немая глина. Можно сказать только, что это, скорее всего, какой-то водный осадок — морской, лагунный или озерный. Для точного определения необходимо изучение микрофауны, диатомей, спор и пыльцы.

7. Темная пластичная однородная глина с раковинами аммонитов, неясно слоистая или массивная. Она относится к морским отложениям, но к каким, по одному образцу определить нельзя. Они могут быть глубоководными, батинальными, могут быть отложениями иловых впадин шельфа, с глубинами в десятки метров, могут быть илами прибрежных заливов и бухт, с глубинами в несколько метров. Для определения необходимо изучение всего слоя глины и особенно его переходов по стратиграфию.

8. Буровато-желтая палевая тонкозернистая однородная рыхлая порода, без органических остатков. По величине зерна определяем, что порода представляет собой алевролит. Больше ничего точно сказать нельзя. Чаще всего такие алевролиты встречаются в континентальных отложениях, где они могут быть озерными, речными и эоловыми, но не исключено и морское их происхождение. Все это можно определить, изучая взаимоотношения алевролитов с окружающими породами.

9. Красный и пестроцветный косослоистый песчаник, переполненный обломками панцирей рыб. Это так называемая «костяная брекчия»; обратившись к тексту руководства, выясняем, что это отложения береговых валов девонских озер и лагун.

10. Зеленоватые-серые грубозернистые песчаники, неоднородные, неправильно слоистые, с буроватыми желваками и обломками аммонитов и пеллеципод. Изучение зерен под лупой показывает, что это глауконит, а желваки — фосфорит. В предметном указателе находим «глауконитовые пески», а в тексте руководства — описание условий их образования и определение их принадлежности к «сокращенным слоям».

Приведенные примеры показывают, какие ограничения накладывает изучение условий образования породы по одним образцам и как важно знать все признаки всего слоя.

О п р е д е л е н и е у с л о в и й о б р а з о в а н и я п л а с т о в. В отличие от определения по образцам породы в данном случае в выяснении условий образования принимает участие весь комплекс ранее охарактеризованных 18 признаков. Изучение литологических и палеон-

тологических признаков надо детально провести в одном или двух лучших разрезах. При этом обязательно следует вскрыть верхний и нижний контакты и возможно более полно изучить ограничивающие поверхности напластования. Иногда одно только изучение ведущих разрезов дает исчерпывающие сведения для определения условий образования, но чаще для этого необходимо прослеживание пласта по простиранию, с учетом всех изменений до его выклинивания или перехода в другую породу. Признаки этой новой породы также имеют весьма существенное значение. Обычно прослеживание по простиранию производят не только для одного пласта, но для всего комплекса с ним связанных пластов, образующих пачку или свиту.

Определение условий образования комплексов пластов, или слоев, или комплексов слоев, например свит, толщ, производится так же, как и при изучении отдельных образцов и пластов.

Основное правило, к сожалению, нередко забываемое, заключается в том, что условия образования слоев, слагающих толщу, могут быть различными. Нахождение морской фауны в одном слое не дает права считать всю толщу морской; большая часть ее может быть континентальной. Подобное явление наблюдается в угленосных толщах нижнего карбона, например в Подмосковном и Кизеловском бассейнах. Слои с морской фауной, находимые внутри толщи, чаще в ее низах и верхах, указывают только на то, что вблизи располагалось море, временами ингрессировавшее на прибрежную равнину — область накопления континентальной угленосной толщи. Это доказывается свойствами других слоев, слагающих толщу.

Даже в случае однородности изучаемой свиты, морской или континентальной, условия образования отдельных слоев должны быть различны. Так, в угленосных толщах, заведомо континентальных, например челябинской, одни слои будут отложениями подножий, другие — межгорных равнин; среди последних присутствуют отложения озер, болот, речных русел, эоловые и другие.

Поэтому желателен наиболее дифференцированный подход к изучению больших комплексов слоев, по возможности изучение каждого слоя отдельно или хотя бы всех пачек однородных слоев.

К описанию отдельных примеров мы перейдем после рассмотрения некоторых общих методических вопросов и в первую очередь после рассмотрения методики обособления морских и континентальных отложений.

ОБОСОБЛЕНИЕ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Геологическая практика последних лет показала, что решение этого, казалось бы, простого и ясного вопроса на самом деле достаточно сложно. Недоучет палеогеографических данных привел к существенным, а иногда и грубым ошибкам. Чаще всего эти ошибки выражаются в отнесении отложений прибрежных равнин к морским. Нередки уже отмеченные выше ошибки, когда нахождение морской фауны в одном, преимущественно верхнем слое, ведет к отнесению всей свиты к морским отложениям, несмотря на то, что нижние слои обладают всеми признаками наземных отложений.

Основной, определяющий признак морских отложений — это наличие морской фауны. Не может быть моря без морской фауны. Толща мощностью в десятки метров, прослеживающаяся на десятки километ-

ров и не заключающая морскую фауну, не может быть морскими отложениями и представляет континентальный комплекс. Это положение очень важно и не допускает исключений. Пренебрежение им вызывает главнейшие ошибки в палеогеографических построениях.

Вторая группа ошибок, также достаточно распространенная, вызывается неправильным применением понятия «морская фауна», преимущественно по отношению к микроскопическим формам и пресноводным фаунам.

Нередко к морским относят отложения, в которых найдены несколько фораминифер или диатомей, или микроскопических остракод. Здесь можно перефразировать: «Не может быть моря, в котором жили бы только несколько фораминифер или диатомей, или остракод». В морских бассейнах бывают такие участки, в которых живут или захороняются почти одни фораминиферы или диатомей, или остракоды, но в таких случаях представители этих трех групп всегда встречаются в больших количествах и на большой площади. Кроме того, отложения таких участков по простиранию всегда переходят в отложения с нормальной морской фауной.

В то же время отдельные представители этих трех групп местами встречаются в наземных или пресноводных, т. е. в континентальных отложениях вследствие переноса ветром или текучими водами.

Пресноводные фауны хорошо известны и резко отличаются от морских, но уже в мезозое они своеобразны и заключают скульптурированные формы, напоминающие морские. Такие формы (*Cardinia*) были встречены в юрских угленосных отложениях юга Ферганской долины, что послужило причиной ошибочного утверждения о принадлежности части этих отложений к морским. Нет моря, в котором жили бы одни редкие *Cardinia*, но пресноводных озер сколько угодно.

Нельзя считать морскими и глинистые сланцы с пелепиподами морского типа, сопровождающие пласты углей в Донецком бассейне. Это отложения солоноватоводных или даже пресноводных лагун и болот.

Третья группа ошибок вызывается неправильным пониманием некоторых литологических признаков, а именно нахождения зерен глауконита и прослоев доломитов.

Глауконит действительно образуется только в морских отложениях. Глауконитовые породы, в которых он распространен равномерно на большом расстоянии, создавая местами значительные концентрации, можно считать морскими отложениями. Одновременно надо учитывать, что зерна глауконита в небольших количествах и местами встречаются в отложениях прибрежных озер, речных долин, дельт и ветром уносятся вглубь континента на сотни километров. В песчаниках они встречаются во вторичном захоронении, как результат размывания и выдувания первичных пород, обогащенных глауконитом.

Явления переноса ветром с морского берега вглубь суши и вторичного захоронения происходят одинаково для зерен глауконита и раковинок фораминифер, диатомей и остракод, фактически представляющих зерна такой же величины и формы.

Наконец, снова перефразируя, можно сказать: «Не бывает морей, в которых нет морской фауны и отлагаются только одни зерна глауконита». Такие глауконитовые моря существуют только в воображении геолога.

Доломитовые слои и пачки иногда рассматривают как доказательство морского происхождения толщ, их заключающих. Это мнение ни на чем не основано и может объясняться только полным

незнанием условий образования доломитов. Очерк их приведен выше. Из него видно, что в нормальных морских бассейнах доломит не осаждается. Он отлагается на обширных морских отмелях, в мелких лагунах и в озерах. Образование доломитов в Балхаше детально описано в работах Н. М. Страхова (1945, 1951) и Д. Г. Сапожникова (1942, 1951).

Нахождение фауны в морских отложениях крайне неравномерно. Местами скелетные образования слагают громадные скопления — ракушняки, ракушняковые банки, мшанковые и водорослевые онкоиды. Обычно фауна встречается сравнительно часто, но в разрозненных экземплярах. Это хорошо видно из проб, взятых Петерсоном на дне Балтийского моря и описанных выше. Иногда же она встречается редко или полностью отсутствует в слоях на протяжении километров. Но и в этих случаях, прослеживая немой пласт по простирацию, всегда можно найти органические остатки. Встречаются они и в подстилающих и покрывающих слоях.

Практика показала, что нет таких морских отложений, в которых нельзя было бы найти фауну, но скорость нахождения весьма различна. Чаще всего это осуществляется через несколько минут или десятков минут, но иногда требуется несколько дней. Фауна концентрируется в тонких прослоях, заключенных в почти немых толщах мощностью во много десятков метров. Нахождение таких прослоек требует внимательности, настойчивости и веры в успех.

Местами, например в глинах с пиритом и доломитах, остатки фауны уничтожаются вследствие растворения их или перекристаллизации, но и тут после тщательных поисков можно найти остатки, случайно сохранившиеся или уничтоженные неполностью.

В протерозое животные были лишены твердых скелетных образований. Их имели только известковые водоросли. Однако возможно, что некоторые группы животных, например трилобиты, имели хитиновый панцирь, сохранявшийся в ископаемом состоянии. Такие остатки были найдены в протерозое Франции; в СССР пока даже в верхнем протерозое остатки животных неизвестны. Морские нижнепротерозойские отложения действительно немые. Это крайне затрудняет обособление морских и континентальных отложений. Обычно мощные толщи правильно слоистых или массивных карбонатов считают морскими отложениями, а мощные толщи красноцветов, косослоистых, местами соленосных и гипсоносных, относят к континентальным осадкам. Для других промежуточных толщ условия образования неясны; чаще всего их относят к морским отложениям.

Вообще в ископаемом состоянии морские отложения встречаются гораздо чаще и лучше палеонтологически охарактеризованы. Поэтому среди геологов распространена склонность относить к морским такие отложения, происхождение которых неясно. В ряде случаев это ошибочно. Правильнее относить к морским только те отложения, которые содержат морскую фауну. Все же остальные отложения следует считать континентальными и в первую очередь отложениями прибрежных равнин.

БАЗАЛЬНЫЕ ТОЛЩИ

Отложения морских трансгрессий, представляющих макроритмы осадконакопления, начинаются базальными толщами. Они весьма различны по своему составу и по условиям образования. При объяснении их образования очень часто допускается ошибочное мнение, что вся базальная

толща представляет морские отложения. Оно основано на полном незнании географии морских берегов и пренебрежении к историческому развитию морского побережья.

В этом развитии можно выделить следующие эпохи.

Эпоха денудации. Рассматриваемая область обладает повышенным рельефом и представляет область разрушения. На ее поверхности происходит только размывание; накопление осадков отсутствует.

Эпоха прибрежной равнины. Вся область опускается и становится прибрежной равниной, на которой начинается накопление разнообразных осадков — наземных, речных, озерных и лагунных. В условиях платформы среди этих осадков преобладают пески и глинистые породы; более редки галечники и брекчии. В озерах отлагаются тонкослоистые, тонкозернистые, нередко карбонатные толщи. В болотах накапливаются слои песчано-глинистых пород, обогащенных растительными остатками, углистых, реже угленосных. Прибрежные равнины и их осадки описаны в особом разделе. Размеры их нередко громадны, например Прикаспийской низменности, а мощность осадков достигает десятков метров. Эта эпоха обычно выпадает из геологических построений, что и служит причиной ошибки.

Эпоха зоны прибоя. Опускание продолжается, и море проникает в рассматриваемую область, образуя зону прибоя. В этой зоне глинистые осадки чаще отсутствуют и развиты пески, более или менее грубозернистые, и галечники. Непрерывное движение зерен песка и галек делает невозможной жизнь организмов. Поэтому пески и галечники прибоя или совершенно немые, или содержат окатанные обломки ракуши и куски древесины. Мощность осадков невелика, около нескольких метров, так как зона прибоя быстро смещается.

Эпоха морского мелководья. Область представляет подводный песчаный, реже галечный пляж с глубинами не более нескольких метров. Песчинки передвигаются только во время сильных бурь, что позволяет обитать своеобразным животным, зарывающимся в песок или ползающим по нему. Отлагается песок, вверху нередко глинистый или с прослоями глины или известняков.

Эпоха накопления карбонатно-глинистых осадков. Опускания продолжают и вызывают появление глубин в десятки метров; в связи с этим происходит накопление илистых пород, карбонатных или терригенных. Фауна обычная морская. Эта эпоха знаменует конец трансгрессии и начало стационарного состояния моря.

В тех случаях, когда море наступает на повышенный каменистый или скалистый берег, эпоха прибрежной равнины выпадает, и на породах, слагающих материк, сразу залегают галечники и брекчии зоны прибоя, за которыми следуют отложения мелководья.

В условиях платформ такие случаи редки, и обычно базальная песчаная толща начинается отложениями прибрежных равнин, более или менее значительной мощности, немymi, с растительными остатками или с остатками морских организмов, выдутых ветром вглубь суши. Выше залегает горизонт прибоя, немой и небольшой мощности. Верхняя часть толщи представляет осадки мелководья и содержит обычную морскую фауну.

Вообще последовательность эпох зависит от размера поднятий, предшествующих трансгрессии. Если поднятия значительны и дно моря становится областью разрушения, тогда последовательность эпох такая, как это описано выше. Когда размеры поднятия меньше и дно предшест-

вовавшего моря становится не возвышенной страной, а прибрежной равниной, тогда размыв предшествовавших морских отложений может быть незначительным или совсем отсутствовать. Третий тип разрезов связан с еще более слабыми поднятиями, когда дно моря поднимается только до уровня приобья. Тогда отсутствуют не только размыв предшествовавших отложений, но и отложения прибрежной равнины. Ритм трансгрессии начинается отложениями зоны приобья. Наконец, в четвертом типе разрезов поднятия еще более слабы и дно моря поднимается только до уровня морского мелководья. На предшествовавших отложениях залегают песчаники и глины с фауной морского мелководья; отсутствуют не только размыв и отложения прибрежной равнины, но и отложения зоны приобья.

Примеры базальных толщ. Весьма детально изучены базальные толщи верхнего и среднего девона западного склона Урала в связи с тем, что во Втором Баку — области, расположенной между Уралом и Волгой, — они представляют нефтеносные горизонты. Изучены многие десятки разрезов по всему Среднему и Южному Уралу. Среди них имеются примеры всех четырех приведенных выше типов.

Древнейшая базальная толща, такатинская, залегает в основании нижнеживетского подъяруса. Выше следует чувовская свита, начинающая верхнеживетский подъярус, за ней — пашийская, в основании нижнефранского подъяруса, и в самом верху — орловская свита — основание верхнефранского подъяруса.

Разрезы первого типа преобладают во всех свитах. Примером их служит разрез такатинской свиты на Поллюдовом кряже, в верховьях р. Ухтым, по данным Н. Г. Чочиа и К. И. Андриановой (1952). На известняках силура лежит кора выветривания, представленная разноцветными глинами (30—70 см), соответствующая эпохе перерыва. Выше следует толща светлых кварцевых песчаников, местами переходящих в мелкогалечные конгломераты и содержащая прослой глинистых сланцев. Общая мощность толщи около 30 м. Широко развита косая слоистость: степень сортировки невысокая; окатанность различная; встречаются глиняные гальки. Отдельные прослойки сланцев и песчаников переполнены растительными остатками (псилофитами). Зона приобья представлена средне- и крупнозернистым косослоистым песчаником (3.0 м). Выше залегают отложения мелководья — тонко чередующиеся зеленовато-серые песчаники и глинистые сланцы (8.5 м), вверху переходящие в темные слоистые известняки с пентамерами (*Conchidium baschkiricum* Vern.). Эти отложения выделены под названием «ваняшкинской свиты».

Южнее, в районе Кара-Тау и восточнее, пашийская свита ложится на различные горизонты среднего девона и более древних толщ, вверху неровные и выветрелые. Начинается она отложениями прибрежной равнины, представленными, по данным Н. Г. Чочиа (1950) и С. М. Домрачева (1952), песчаниками, алевролитами и глинами, иногда с линзами бобовой бокситовой породы озерного происхождения. Песчаники косослоистые или правильно слоистые. В них и сланцах нередко встречаются остатки псилофитов, иногда в большом количестве. Зона приобья и здесь представлена белыми крупнозернистыми песчаниками. Выше следуют зеленовато-желтые глины мелководья, местами переслаивающиеся с песчаниками. Вверху они постепенно переходят в глинистые известняки с нижнефранскими кораллами и брахиоподами. Мощность пашийской свиты 4—5 м.

Второй тип разрезов, в котором отсутствует перерыв и размыв, найден в обнажениях чувовской свиты на р. Чусовой и р. Ай, по данным

С. М. Домрачева и других (1951). На морских и нижнеживетских известняках и известковых сланцах залегает пачка мощностью 4—5 м, местами раздувающаяся до 70 м, сложенная внизу преимущественно песчаниками и глинистыми сланцами без фауны, сверху — глинами, песчаниками и оолитовыми шамозитовыми (бокситовыми породами). Перерыв на нижней границе отсутствует. Низы свиты соответствуют эпохе прибрежной равнины, а верхи — зоне приобья. Интересны оолитовые породы, сложенные типичными оолитами, заключенными в известковом цементе с обломками брахиопод, пелеципод, фораминифер и остракод. Выше следуют чередующиеся глинистые сланцы, известняки и песчаники — отложения мелководья, — постепенно сменяющиеся известняками.

Третий тип разрезов, начинающийся с отложений зоны приобья, наблюдается в чувовской свите, на р. Ай, у устья р. Арши. Здесь, по данным Н. Г. Чочиа (1950), на глинистых битуминозных сланцах инфрадоманика, без следов перерыва и размыва, лежат глинистые песчаники, сверху мелкозернистые с битыми раковинами брахиопод, представляющие береговой вал зоны приобья. Выше следуют глинистые сланцы, сменяющиеся плотными известняками с брахиоподами. Общая мощность свиты 16 м.

Четвертый тип разрезов, в котором развиты только отложения мелководья, а все предшествующие отсутствуют, найден С. М. Домрачевым (1952) в Воробьиных горах, хр. Кара-Тау. Здесь на живетских известняках лежит пласт голубовато-серой глины мощностью 1.6 м, в верхней части которого встречены тонкие прослой железистого песчаника с брахиоподами. Этот пласт представляет пашийскую свиту и покрывается нижнефранскими известковистыми песчаниками с морской фауной.

К югу от Кара-Тау, по данным С. М. Домрачева, мощность орловской свиты (10—15 м), обычно представленной глинами, песчаниками и бокситовыми породами, уменьшается, песчаники исчезают, и в районах рек Ук и Янтык вся свита выражена только желтоватыми глинами и мергелями с брахиоподовой фауной мощностью до 1.0 м. Еще южнее исчезают и эти глины и мергели, и весь разрез сложен одними известняками, сменяющимися друг друга.

Несколько южнее, в долине р. Аскын, С. М. Домрачев (1952) установил выклинивание и пашийской свиты, также резко уменьшающейся в мощности и сложенной здесь бурыми глинами.

В качестве примера обычных палеогеографических ошибок, о которых уже говорилось, можно привести мнение С. М. Домрачева (1952), считающего пашийскую свиту «фацией морского побережья наступающего моря». В этом определении внимательного и основательного наблюдателя кроются две ошибки. Первая заключается в том, что пашийскую свиту нельзя называть фацией; она включает в себя несколько фаций различного происхождения, и ее следует назвать фациями или комплексом фаций, или сервией, как мною выше было предложено. Вторая ошибка более интересная в методическом отношении — это неправильное применение С. М. Домрачевым слова «морского». Если бы его выбросить, то все было бы правильно, так как нельзя считать, что раз наступает морская трансгрессия, значит все отложения должны быть морскими. К сожалению, эта ошибка неоднократно повторяется геологами. Выше она была показана на примерах; сейчас следует еще раз подчеркнуть, что грубо- и разномзернистые косослоистые кварцевые песчаники с линзами бокситовых пород и с многочисленными остатками псилофитов, местами панцирных рыб и без всякой морской фауны, прослеживающиеся на сотни километров по всему

Среднему и части Южного Урала, не могут быть морскими отложениями. Это типичные отложения прибрежной равнины с покрывающими ее болотами и озерами.

ПРИМЕРЫ ОБОСОБЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. Прибрежные угленосные толщи, образующиеся на прибрежных равнинах, нередко заключают в себе прослой и пачки морских отложений, которые отлагаются во время кратковременных ингрессий моря, проникающих на поверхность равнин. Эти прослой иногда приводят к ошибочным выводам о морском происхождении всей угленосной толщи или больших частей ее. Такие выводы делали по отношению к угленосным толщам Подмосковного и Кизеловского бассейнов.

В обоих случаях к морским отложениям можно относить только те слои, которые заключают морскую фауну. Все остальные слои, и подстилающие и покрывающие, необходимо считать наземными отложениями прибрежных равнин. Слои углей и углистых пород представляют отложения прибрежных болот. Это доказывается тем, что при наступлении моря на равнину возникает обширный мелководный бассейн с песчано-глинистым дном, заросший водорослями и хорошо прогреваемый солнцем. В таких условиях появление морской фауны обязательно. Ее отсутствие неоспоримо указывает на отсутствие самого моря. Это очень важное обстоятельство всегда нужно иметь в виду при анализе условий образования угленосных толщ побережий.

2. Петинские слои центральных областей Русской платформы интересны во многих отношениях. В самых южных выходах у с. Петино (на берегу Дона, вблизи Ворожежа) они сложены светлыми кварцевыми песчаниками, более грубыми и косослоистыми внизу и более тонкозернистыми с прослоями мергелей вверху. К северу песчаники становятся более тонкозернистыми и среди них появляются прослой глины; у Тамбова преобладают глины с прослоями алевритов и песчаников. У Тулы и Калуги петинские слои отсутствуют. Они описаны в нескольких работах, среди которых можно назвать работу М. М. Толстихиной (1952).

Первый вопрос, который возникает при рассмотрении петинских слоев, — являются ли они верхней толщей среднефранского подъяруса (семилуцких слоев) или базальной толщей верхнефранского подъяруса (воронежских слоев)? Связь с подстилающими и покрывающими слоями не подсказывает в данном случае никакого решения. Нижняя и верхняя границы петинских слоев одинаково резкие, но верхняя граница носит ясные следы перерыва: на песчаниках или мергелях петинских слоев лежат неяснослоистые оруденелые песчаники с железистыми бобовинами, — типичные наземные осадки, вверху постепенно переходящие в глины и известняки воронежских слоев. Вопрос решает изучение фауны, найденной М. М. Толстихиной в косослоистых нижних песчаниках. Фауна обычная, семилуцкая, но состоит из окатанной разбитой ракуши, скопления которой представляют типичные береговые валы. М. М. Толстихина (1952) считает петинские слои конечной толщей среднефранского мезоритма осадконакопления. С этим мнением можно вполне согласиться.

Второй вопрос — какие отложения представляют петинские слои, морские или наземные? М. М. Толстихина (1952) считает их морскими, так как в верхней части слоев, в прослое мергеля, была найдена фауна фораминифер воронежского облика, а в нижней части слоев, в прослое песчаника, — фауна остракод семилуцкого типа. Это мнение нельзя

считать правильным. Вся толща петинских песчаников в изобилии содержит остатки псилофитов и псевдокаламитов; встречены и панцири рыб. Нередки линзовидные пласты углистых глин — типичные болотные отложения. Затем литологически и фаунистически петинские слои резко отличаются от семилукских и воронежских слоев. Богатая и разнообразная фауна переполняет эти слои, а в петинских слоях полностью отсутствует. Отмеченная М. М. Толстихиной битая ракушка еще более подчеркивает отсутствие морской фауны, которая всегда бывает захороненной на месте жизни. Это важнейшее обстоятельство решает вопрос в пользу континентального происхождения петинских слоев. Прослой песчаников с остракодами мог отлагаться в прибрежных водоемах, если только он не представляет эоловые пески, в которые раковинки остракод были занесены ветром. Прослой мергеля с фораминиферами ни о чем не свидетельствует, так как он мог образоваться в тех же условиях, что и прослой песчаника с остракодами. Настоящие морские мергели в семилукских и воронежских слоях, кроме фораминифер, всегда содержат морскую фауну. Одни фораминиферы не могут определять морское происхождение заключающих их слоев.

Мы должны рассматривать петинские слои как отложения прибрежной равнины, возникшей на месте семилукского моря. Существование эпохи перерыва объясняет и резкое отличие фаун семилукских и воронежских слоев, почти не имеющих общих форм.

3. У ф и м с к а я с в и т а развита в юго-восточной части Русской платформы и Приуралья, отлагаясь у подножия верхнепалеозойских хребтов Урала. Залегает на хемогенных толщах кунгура и под морскими глинами и известняками казанского яруса. Севернее Красноуфимска замещается соликамскими плитняками. Чем замещается на западе и юге — неизвестно.

Эта свита сложена красноцветными и пестроцветными песчано-глинистыми породами с линзами мергелей с антракозиями и гипсоносных и соленосных пород: местами развиты рукавообразные залежи грубозернистых песчаников и конгломератов — русла рек и временных потоков. По данным Л. В. Пустовалова (1937, 1940), характерно большое количество коллоидального материала; минералогический состав и увеличение крупности зерен к востоку определяют снос с Урала. Мощность изменяется от 0 до 25 на западе (Чистополь, Бугуруслан) до 200—250 в Уфе и Ишимбае и до 1000—1200 м восточнее Стерлитамака.

Органические остатки крайне редки. В мергелях — антракозии (пресноводные формы); в гипсоносных толщах — эстерии (формы соленых бассейнов). Морская фауна полностью отсутствует.

Все признаки определяют образование уфимской свиты в континентальных, пустынных условиях, на поверхности аллювиальной равнины, наклоненной к западу. Широко развиты дельтовые наземные образования, как это показал Л. В. Пустовалов (1940).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ МОРЯ

При определении глубины морского бассейна прошлого необходимо обращать внимание на три группы признаков: палеогеографические, литологические и палеонтологические.

П а л е о г е о г р а ф и ч е с к и е п р и з н а к и. Прежде всего надо отчетливо представлять себе географическое положение изучаемого бассейна: 1) лежит ли он в геосинклинали или на континентальном массиве;

2) в какой части этих областей он помещается; 3) что представляет собой то море, частью которого является изучаемый бассейн — пролив, залив, открытое море, море архипелага островов, рифовую область.

Положение изучаемого бассейна на платформе определяет отсутствие батинальных и абиссальных отложений, резкое преобладание глубин до 150—200 м и ограниченное распространение глубин около 400 м. В отдельных впадинах возможны и большие глубины — до 800 м, а в тектонических грабенах, типа впадины Байкала, и до 2000 м. В ископаемом состоянии глины таких грабенов ничем не будут отличаться от глин, связанных с глубинами 150—200 м. Площадь таких грабенов и впадин, типа Скагеррака, незначительная и нахождение их в ископаемом состоянии мало вероятно.

По окраинам платформ располагаются предгорные прогибы со значительными глубинами, например в современных океанах глубины достигают десяти тысяч метров. Здесь возможно нахождение и абиссальных, и батинальных отложений, но преобладать будут все же отложения шельфа с глубинами до 200—400 м.

В геосинклинальных областях, как это показывает современный Индонезийский архипелаг, возможно нахождение отложений всех глубин, начиная от наземных и кончая абиссальными, но и здесь будут преобладать осадки шельфа.

Положение рассматриваемой части морского бассейна дает весьма существенные указания о его глубине. Окраинная часть морского залива на платформе будет, конечно, гораздо мельче, чем те части залива, которые примыкают к открытому морю. Верхнемеловые отложения в центральных областях, конечно, будут гораздо более мелководными, чем в южной Украине у окраины платформы. В то же время верхняя юра на Тимане и у Саратова будет связана приблизительно с одинаковыми глубинами, так как положение их в верхнеюрском море-проливе одинаково.

В з а и м о о т н о ш е н и я о т л о ж е н и й. Весьма важны соотношения изучаемого пласта с теми пластами, которые его подстилают, покрывают и в которые он переходит по простиранию. Особенно важны они для немых пластов. Для глубоководных песков, брекчий и галечников, образующихся на перегибе шельфа, на подводных гребнях и других возвышенностях, расположенных на глубинах от 200 до 600—800 м, переход во все стороны в глины с глубоководной фауной служит почти единственным определяющим признаком.

Для береговых глин, глинистых и кремнистых сланцев определяющим признаком служит быстрый переход по простиранию в грубозернистые песчаники, конгломераты и брекчии и вообще тесная связь с ними. Таким образом было установлено лагунное и вообще береговое происхождение южноуральских девонских яшм и некоторых граптолитовых сланцев Западной Европы. Ряд других примеров был приведен выше. С другой стороны, для южноуральского доманика переход в отложения открытого шельфа, удаленные от берега, был одним из доказательств образования его в иловых впадинах, в понижениях шельфа, вдали от берега.

Для некоторых толщ тонкозернистых слоистых плотных известняков, типа золенгофенского литографского камня, лагунное происхождение было доказано окружением рифовыми массивными известняками с переходом в них по простиранию. Наоборот, для сходных по литологическому составу известняков верхней юры хр. Кара-Тау окружение континентальными песчано-глинистыми отложениями доказало озерное происхождение их и полное отсутствие всякой связи с морем.

Береговые глины образуются на глубинах от нескольких метров до многих десятков метров. Иловые впадины встречаются на глубинах от нескольких десятков метров до 200—400 м. Лагуны коралловых островов обладают глубинами около 20—40 м. Озера, на дне которых отлагается известковый ил, обладают такими же глубинами.

Л и т о л о г и ч е с к и е п р и з н а к и. Сами по себе эти признаки не могут служить для определения глубины морских бассейнов, так как они допускают двойное решение или слишком большие пределы. Так, например, конгломераты в большинстве случаев определяют зону прибоя, но иногда они образуются на глубинах 100—200 м и даже около 600—800 м. Ленточная слоистость и микрослоистость встречаются на глубинах от нескольких десятков сантиметров до нескольких тысяч метров. Некоторые признаки, например цвет осадков, вообще не могут служить показателем в отношении определения глубины.

Перейдем к рассмотрению отдельных литологических признаков.

1. **Ф о р м а п л а с т а , е г о р а с п р о с т р а н е н и е и м о щ н о с т ь** иногда ничего не дают, но часто бывают решающими. Для глубоководных, батинальных и абиссальных — осадков определяющим признаком служит распространение на многие сотни и тысячи километров, при небольшой мощности, от нескольких до десятков метров (для абиссальных отложений). Для атоллов определяющим признаком служит форма его тела, но такой же формой могут обладать известняковые массивы и другого происхождения.

2. **Ф о р м а , р а з м е р ы и р а с п р е д е л е н и е з е р е н и о б л о м к о в** допускают двойное решение, но в совокупности с другими признаками имеют большое значение.

Б р е к ч и и о т д е л ь н ы е г л ы б ы характерны для прибрежной части моря, но и здесь они встречаются на глубинах от нескольких метров до глубин свыше ста метров у обрывистых гористых берегов. Положение береговой линии, т. е. глубины от 0 до нескольких метров, они определяют только тогда, когда соприкасаются с более древними толщами или лежат на них, или по простиранию переходят в континентальные отложения.

Если же брекчии и глыбы окружены морскими отложениями с нормальной глубоководной морской фауной или залегают среди них, то тогда это глубинные брекчии, образующиеся на глубинах около 400—600 м и более.

Пловучий лед может заносить одиночные глыбы в любые отложения.

К о н г л о м е р а т ы и г р у б о з е р н и с т ы е п е с к и с округлыми зернами связаны с зоной прибоя, но нередко находят их на значительных глубинах. И здесь вопрос решают окружающие породы, но имеет значение и фауна.

3. **М и н е р а л о г и ч е с к и й с о с т а в и п р и м е с и** могут служить для определения глубины только в совокупности с другими признаками.

П и р и т. Характерен для застойных бассейнов, но такие бассейны могут образовываться на самых различных глубинах. Вопрос решают взаимосвязи с окружающими отложениями.

Г л а у к о н и т ранее считали характерным для более значительных глубин, свыше 100 м, но сейчас имеются данные об образовании его на небольших глубинах, около нескольких десятков метров и менее.

Ф о с ф о р и т также связан с различными глубинами. Окатанные галечки фосфорита с крупными зернами глауконита и раковинами живот-

ных связаны с донными течениями на глубинах в десятки метров и больше, так что могут считаться осадками сравнительно глубоких зон шельфа и его перегиба в континентальный склон.

Россы из различных минералов — магнетита, циркона, оливина, касситерита, золота, алмазов и других — характерны для зоны прибоя, т. е. для глубин не больше 2—3 м. Но не исключена возможность образования их в результате деятельности донных течений.

4. Выделения и включения образуются на различных глубинах.

Конкреции образуются в неподвижном осадке и поэтому связаны с глубинами свыше 10—20 м, но в лагунах и бухтах, где волны незначительны и прибоя почти нет, могут возникать и на меньших глубинах.

Оолиты возникают в двух противоположных условиях — в зоне прибоя, при непрерывном перекачивании, и в неподвижном осадке, путем концентрации вокруг определенных центров.

Обоины с неясно выраженным концентрическим строением связаны с застойными бассейнами небольшой глубины, около 10—20 м. В отложениях иловых впадин они неизвестны.

Стилолиты, фунтики и многие конкреции связаны с вторичными, диагенетическими процессами и не могут служить для определения глубины.

Глиняные валуны и угольные шары возникают в зоне прибоя крайне мелководных водоемов, на суше и в береговой зоне моря. Нахождение их служит решающим показателем глубин от десятков сантиметров до одного-двух метров.

Слоистость возникает на любых глубинах; микрослоистость отсутствует в зонах прибоя и сильных донных течений, но в застойных бассейнах возникает на самых различных глубинах, включая ложе мирового океана.

Косая слоистость связана со значительными движениями воды и чаще всего с небольшими глубинами, но возникает и на глубинах от 100—200 до 600—800 м при сильных донных течениях.

Волноприбойные знаки возникают на глубинах до 100 м, но чаще всего связаны с глубинами от 0 до 10—15 м.

Палеонтологические признаки. Эти признаки многочисленны и разнообразны, они весьма существенны для определения глубин моря и часто бывают решающими.

1. Строение скелетных образований чаще всего обусловлено приспособлением животных к движениям водной среды. Организмы, живущие в условиях прибоя, всверливаются, зарываются, присасываются или вырабатывают массивную прирастающую раковину, как, например, рудисты.

Массивность раковины наблюдается у форм, живущих на глубинах до 10—20 м, но отдельные формы с массивной раковиной встречаются и на больших глубинах — от десятков до 200—400 м. Толстостенные устрицы и массивные громадные морские ежи встречаются в белом мелу.

Замок наибольшего развития достигает у форм, живущих в энергично движущейся воде.

Скульптура, ребра, складки, бугры служат для упрочения раковины и усиливаются в зависимости от силы движения воды. Иглы служат для самозащиты или чаще для поддержания раковины на поверхности илистого осадка.

Колоннальные массивные скелетные образования характерны для фауны, живущей в условиях сильного движения воды. Примером служат рифообразующие формы. Все они указывают на глубины не свыше 20—40 м, чаще значительно меньшие.

Раковины современных глубоководных форм тонкие, иногда полупрозрачные, с тонким замком и нежной, тонкой скульптурой, нередко сложной; часты гладкие раковины.

Надо учитывать, что подобной раковиной обладают некоторые сравнительно мелководные формы, живущие в застойных участках моря.

2. Образ жизни отдельных групп. Этот признак существенный, так как многие группы фауны имеют определенное вертикальное распространение.

Водоросли — важный указатель глубины, так как при своем росте они требуют солнечного света. Поэтому их распространение ограничено глубиной проникновения солнечного света, колеблющейся в зависимости от прозрачности воды. Специальные опыты показали, что глубина проникновения различных лучей различна. Инфракрасные тепловые лучи не проникают глубже 30—40 м, красные лучи поглощаются на глубинах около 100 м, возможно проникая глубже. Синие лучи проникают до 500 м. Фотопластинки подвергаются действию света на глубинах около 1000 м. На глубине 1700 м дневного света нет.

Распространение одноклеточных планктонных водорослей ограничивается глубиной 200 м; для подавляющей массы их — 100 м; наиболее благоприятная глубина 20—40 м. Высшие, бурые и синезеленые водоросли растут на глубинах меньше 100 м. Известковые водоросли у берегов Мурмана растут на глубинах 5—70, преобладая на глубинах 9—35 м. Известковые водоросли в коралловых рифах распространены примерно на таких же глубинах. Рифы распространены на глубины около 40, преимущественно — 20 м, но пышно растут в зоне прибоя. В окрестностях Средиземного моря известковые водоросли развиты на глубинах от 80 м и до зоны прибоя.

Эти цифры определяют глубины образования всех пород, в состав которых входят известковые водоросли. В основном они связаны с глубинами 10—40 м.

Глубины роста обычных водорослей определяют глубину образования тех глинистых пород, в составе которых они встречаются, например доманика и мшанковых глинистых сланцев. Глубина иловых впадин, в которых отлагался доманик, заросших водорослями с прикрепленными к ним своеобразными пелециподами, не могла превышать 100 м. Они располагались в сравнительно мелкой зоне шельфа.

Фораминиферы. Образ жизни фораминифер освещен в монографии Кешмена «Фораминиферы» (1933) и Вальтера (Walther, 1893—1894) и в некоторых специальных работах, среди которых особенно выделяются многочисленные исследования советских палеонтологов.

Фораминиферы встречаются во всех отложениях, включая даже эоловые, куда они заносятся ветром. Они живут в озерах, болотах, солончатых колодцах Кара-Кума, слагают пески пляжа, мириадами покрывают заросли водорослей, встречаются во всех глубинах шельфа, континентального склона и на ложе мирового океана до глубин 5—6 км. Сведения об образе их жизни приведены выше.

Донные толстостенные формы, типа фузулин и нуммулитов, живут на небольших глубинах, около 20—40 м. Нередко фораминиферовые известняки образуются на суше, выше уровня моря. Пелагические планк-

тонные пористые тонкостенные формы заносятся морскими течениями во все области и встречаются в отложениях любых глубин. Массовая концентрация их происходит в областях с застойной водой, с ничтожным приносом терригенного материала. Такими областями служат: ложе мирового океана и обособленные береговые водоемы — лагуны и заливы.

Р а д и о л я р и и. Образ жизни их такой же, как у планктонных фораминифер. Для определения глубины они почти не имеют значения.

О с т р а к о д ы свободно живут в пресных, солоноватых и морских бассейнах на самых различных глубинах. Предпочитают застойные илистые бассейны и области. Многие остракоды живут на водорослях и среди их зарослей. Это определяет сравнительно небольшие глубины их захоронения, даже в глинистых осадках, около 10—60 м. С такими глубинами, преимущественно между 20—40 м, связаны темные тонкозернистые глинистые известняки и известковистые сланцы, переполненные одними остракодами.

Т р и л о б и т ы — типичные доньные формы, ползающие по илу или роющиеся в нем, реже плавающие. Связь с илистыми осадками указывает на глубины свыше 10 м, однако в обособленных водоемах они могут уменьшаться до 0, а в открытом море, наоборот, — достигать сотен метров.

Г о л о в о н о г и е. Сумеречные и ночные хищники, живущие на самых различных глубинах, преимущественно на дне, где они ведут сравнительно мало подвижную жизнь, питаются главным образом ракообразными. Это относится к формам с закрученной раковиной, которые при жизни, а чаще и после смерти, связаны с определенными донными фациями сравнительно небольших глубин, около десятков метров, реже 200—400 м.

Формы с прямой раковиной ведут более мигрирующий образ жизни, но они чаще всего связаны с определенными илистыми фациями глубин свыше 10—20 м.

После смерти раковины головоногих, имеющие воздушные камеры, могут подниматься на поверхность моря, становиться частью псевдопланктона и заноситься течениями в любые участки моря, чаще всего в полужамкнутые бассейны. Поэтому цефалоподовые фации ни в коем случае нельзя считать обязательно связанными со значительными глубинами. Чаще они указывают на глубины от 10—20 до 60—80 м.

Г а с т р о п о д ы живут во всех бассейнах и на всех глубинах. Наибольшего расцвета они достигают в кенозое и для определения глубин кенозойских морей служат весьма важным показателем. Некоторые роды проникают на большие глубины и характерны для них, например *Pleurotoma*. Плеуротомовые глины, например в олигоцене Крыма, определяют наиболее глубокие части шельфа и верхние части континентального склона. На большие глубины спускаются и другие роды — *Fusus*, *Murex* и *Turritella*.

В мезозое распространение гастропод сокращается и они связаны с шельфом, преимущественно с глубинами менее 100 м. Некоторые толстостенные формы с внутренними утолщениями — *Nerinea*, *Acteonella* — определяют небольшие глубины, связанные с сильным действием волн и течений.

В палеозое гастроподы еще более однообразны и концентрируются на небольших глубинах, не больше немногих десятков метров.

П е л е ц и п о д ы в кенозое широко распространены и встречаются на всех глубинах, но уже менее разнообразны, чем в мезозое. Дают ценные указания о глубине при сравнении с современными пелециподами.

Данные о последних, так же как и о других группах животных, приведены в разделе о распространении современных фаун.

В мезозое особенно характерны толстостенные неравносторчатые прирастающие, нередко громадные представители рудистов и их предков. Они определяют глубины в несколько метров — зону сильного действия прибой; одиночные, более тонкостенные формы встречались и глубже, до 20—40 м, в зоне роста коралловых рифов.

В палеозое пелециподы приурочены к верхней части шельфа, к глубинам меньше 100 м. Можно отметить мегалодоновые банки, аналогичные современным и мезозойским устричным банкам, сложенные громадными толстостенными раковинами с массивным замком. Они определяют глубины в несколько метров, не больше 10—15 м. Интересны беззамковые тонкостенные подвешивающиеся формы, относящиеся к родам *Pterochaenia*, *Ontaria*, *Buchiola*. Они жили, подвешиваясь биссусом к водорослям, в застойных бассейнах. Неподвижность воды и обусловила отсутствие замка и тонкостенность. Они определяют глубины не более 100 м, преимущественно около 10—40 м.

Б р а х и о п о д ы. Среди современных и кенозойских форм преобладают сравнительно глубоководные тонкостенные подвешивающиеся формы — ринхонеллиды и теребратулиды. Они встречаются на глубине от 20 м и больше. Более редки прирастающие толстостенные крании и дисцины, живущие на глубинах в несколько метров. С подводным песчаным пляжем (глубины 1—5 м) связаны лингулиды, спасающиеся от действия волн зарыванием в песок.

В мезозое развиты те же три группы: в юре и древнее к первой группе присоединяются спирифериды.

В палеозое распространение брахиопод резко отлично. В это время они достигают наибольшего развития и в зоне активного действия волн, от 0 до 10—15 м, замещают мезозойских пелеципод и кенозойских гастропод.

Они необыкновенно многочисленны на средних глубинах, около 100 м, и спускаются значительно ниже. Среди мелководных форм, живших в зоне активного действия волн, можно отметить своеобразные толстостенные, прирастающие рихтофении и литонии. С глубинами в несколько метров связаны банки, образованные толстостенными большими пентамеридами, продуктидами и стрингоцефалидами. Для более глубоких застойных участков характерны тонкостенные гладкие или слабо складчатые теребратулиды, атириды и некоторые ринхонеллиды (лиоринхи). Зарывающиеся в песок лингулиды живут не только в море, но и в солоноватых и даже пресных бассейнах.

М ш а н к и — хрупкие колониальные формы, указывающие на глубины, где движения воды ослаблены, т. е. на глубины от 20 до 100 м; местами они живут в зоне сильных донных течений и глубже.

К о р а л л ы, как и все неподвижные прирастающие формы, нуждаются в непрерывном притоке микроорганизмов, которыми они питаются. Глубина, на которой они живут, определяется глубиной проникновения волн, т. е. 40—60, редко до 100 м, или развитием донных течений, проникающих до 600—800 м. Поэтому границы их распространения раздвинуты широко. Одиночные тонкостенные формы могут быть встречены в глубинных песках и галечниках на больших глубинах. Вне области донных течений они живут на небольших глубинах. Массивные колониальные кораллы с успехом переносят самый сильный прибой.

И г л о к о ж и е. Морские ежи обитают на любых глубинах. Плоские низкие *Scutella* и *Clypeaster* не передвигаются даже сильными волнами и живут на глубинах от 1—2 м.

Морские лилии со своими нежными хрупкими скелетными образованиями живут в зонах ослабленного действия волн, т. е. на глубинах ниже 15—20 м. Однако некоторые палеозойские роды с массивной чашечкой и толстым коротким стеблем могли выносить и более сильные волны на глубинах 5—10 м.

О б щ и й о ч е р к. Изложенные выше данные по вертикальному распространению организмов кратки и представляют небольшую сводку имеющихся многочисленных сведений, приводимых в специальных работах. При детальном исследовании необходимо возможно более полное использование этих работ.

ПРИМЕРЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН БАССЕЙНОВ ПРОШЛОГО

1. Семилукские слои. Фактические данные взяты из исключительно содержательной работы М. М. Толстихиной (1952) и из личных наблюдений (Наливкин, 1930).

П а л е о г е о г р а ф и ч е с к и е п р и з н а к и. Область развития семилукских слоев расположена в центральной части Русской платформы и в средней части обширного залива, проникнувшего на Русскую платформу с востока из Уральской геосинклинали. Это определяет глубины их образования не более 200 м.

В з а и м о о т н о ш е н и я. Со всех сторон семилукские слои окружены морскими отложениями, в которые они постепенно переходят. На юге граница срезана эрозией, но общая обстановка не оставляет сомнения в том, что и здесь семилукские слои переходили в прибрежные морские отложения, в свою очередь примыкавшие к северной границе украинской суши. На западе в составе семилукских слоев начинают преобладать известняки, быстро сменяющиеся доломитизированными известняками и доломитами с свибордско-бурегской фауной; начиная от района Смоленска на севере, мощность уменьшается, увеличивается количество известняков, и семилукские слои постепенно переходят в свибордско-бурегские. На востоке, у Казани, Сызрани и Саратова, в семилукских слоях начинают появляться прослой битуминозных глин и известняков, изменяется и фауна, и семилукские слои на севере переходят в доманик, на юге — в лиоринховые слои.

Эти взаимоотношения показывают, что к югу, западу и северу глубины уменьшаются, к востоку — увеличиваются за счет перехода в иловую впадину — область отложения доманиковых фаций. Как уже было выше установлено, глубина этой иловой впадины не превышала 100 м, скорее всего колебалась в пределах 40—60 м. Это определяет меньшие глубины семилукского бассейна.

Семилукские слои подстилаются верхнешигровскими, приблизительно такого же состава, покрываются петинскими слоями, резко отличными по составу и представляющими наземные прибрежные отложения. Эти взаимоотношения соответствуют изменениям разреза семилукских слоев, более глубоководных в нижней и средней частях и мелководных в верхней части.

Л и т о л о г и ч е с к и е п р и з н а к и. В Воропежской области нижние две трети разреза, около 20 м, сложены зеленоватыми, сероватыми слонстыми глинами, чистыми и однородными, в которых содержание

частиц менее 0.01 мм достигает 95—97%. Они включают богатую и разнообразную фауну. Верхняя треть разреза, около 10 м, состоит из сложно и часто чередующихся пород, содержащих особенно богатую и разнообразную фауну. Наряду с глинами и алевролитами развиты мергели и известняки от тонкозернистых до грубообломочных, с плоской галькой до 10—12 см в диаметре или состоящих из более или менее крупной гальки известняков разного состава. Такие известняки представляют отложения зоны приобья и служат естественным переходом к петинским песчаникам.

Палеонтологические признаки. Исключительно богатая и разнообразная фауна, среди которой встречены представители всех групп, включая головоногих, иглокожих и трилобитов, указывает на нормальную соленость, открытое море, небольшие глубины и движения воды в виде течений и ослабленного действия волн. Почти полное отсутствие массивных толстостенных форм и обилие организмов с длинными тонкими шипами и иглами свидетельствует об удаленности от зоны приобья.

В верхней части разреза появляются прирастающие (альвеолиты и ругозы), всверливающиеся и зарывающиеся формы. Среди гастропод встречаются низкие плоские толстостенные *Platyschisma*; на плоских гальках, неподвижно лежащих на дне, развивается своеобразное сообщество прирастающих форм — альвеолиты, спирорбисы, крании. Все это указывает на значительное усиление движений воды, скорее всего волн, связанное с приближением к берегу и уменьшением глубины.

Выводы. Глубины семилукского бассейна были неодинаковы в различные эпохи его существования. В самом начале они были менее значительны и наибольших размеров достигали в среднюю эпоху, когда отлагались чистые зеленоватые глины. Эти глубины были меньше глубины иловой впадины, расположенной к востоку, т. е. менее 40—60 м и более глубин прибрежной зоны песков и алевролитов (больше 10—15 м). Пределы от 10—15 до 40—60 м — это наиболее распространенные глубины шельфа в области, удаленной от берега. Этот вывод подтверждается географическим положением семилукского бассейна и характером окружающих его областей.

В конце семилукской эпохи состав осадков и фауны изменяется, появляются грубообломочные породы и мелководные формы, глубины уменьшаются, семилукские слои сменяются петинскими песчаниками и глинами — типичными отложениями берегового пляжа, сначала подводного с глубинами до 2—5 м, а затем наземного, с береговыми валами и дюнами, за которыми располагались болота, заросшие псилофитами. Соответственно и глубины образования верхней части семилукских слоев изменяются от 15—20 до 2—5 м.

2. Среднефранкские доломиты Латвии и Белоруссии развиты в центральной части Русской платформы, между областью развития семилукских слоев и берегом Среднерусского залива. Это определяет глубины образования менее чем 10—15 м.

Литологический состав характеризуется развитием на большой площади доломитов и доломитизированных известняков мощностью от 8—12 на Западной Двине, до 15 м в Латвии. Массовое отложение доломитов наблюдается в бассейнах с повышенной соленостью или на отмелях, в условиях резкого колебания температуры.

Фауна морская, но, по сравнению с фауной семилукских слоев, резко обедненная, отличающаяся необыкновенным развитием гастропод, среди которых много массивных, толстостенных. Она определяет нормальную

соленость и значительные движения воды, т. е. условия, характерные для отмелей.

Глубина больших отмелей различна, не выше 3—5 м, чаще меньше.

Такова же глубина образования фаменских доломитов Прибалтики, центральных областей Русской платформы, Второго Баку и западного склона Урала. Своеобразный пояс отмелей протягивался в широтном направлении на тысячи километров; количество магнезия, сконцентрированное в отложениях отмелей, исключительно велико. В истории Русской платформы такое содержание магнезия больше не повторялось.

3. Герцинские известняки Урала и Тянь-Шаня. Они представлены массивными рифовыми известняками, располагавшимися в геосинклинальной области, испытывавшей длительные и значительные опускания. Это определяется большой мощностью известняков, колеблющейся от нескольких десятков до многих сотен метров, и их возрастом: в основании — лудлоуским, вверху — эйфельским.

Литология своеобразная и характеризуется развитием одних карбонатных пород — известняков, мергелей, реже доломитов самого различного происхождения — от грубообломочных (брекчиевых и конгломератов) до тончайших афанитовых. Нередки массивные перекристаллизованные известняки с инкрустационной структурой, представляющие тело рифа и связанные с очень небольшими глубинами, не больше нескольких метров. Часто встречаются неясно- или яснослоистые зернистые разновидности, представляющие отложения склона рифа на глубинах от 10—20 до 100—200 м. Они сменяются более тонкозернистыми, вплоть до афанитовых, известняками, ясно и правильно слоистыми и небольшой мощности, которые отлагались на том же склоне рифа, но в зонах отсутствия действия волн и течений на глубинах от 200—400 м и больше, возможно, до 1000—1500 м. Среди массивных разновидностей могут быть встречены тонкослоистые и тонкозернистые породы типа литографского камня, образовавшиеся в лагунах на глубинах не больше 10—40 м.

Герцинские известняки, так же как и другие рифовые массивы верхнепалеозойского, триасового, юрского возраста, важны потому, что показывают, как единое по своему образованию стратиграфическое тело может возникать на резко различных глубинах. Соответственно разные части массива связаны с различными глубинами. У большого рифового массива высотой 600 м верхняя часть образовалась на глубине 0—20, а нижняя — на глубинах около 500—600 м.

4. Турнейский ярус Среднего Урала. Фактические данные приведены по материалам автора.

Палеогеографические признаки. Отложения турнейского яруса широко развиты на западном и восточном склонах, т. е. в пределах всей Уральской геосинклинали; это определяет самые различные глубины образования этих отложений.

Взаимоотношения отложений. На западе турнейские отложения переходят в одновозрастные отложения Русской платформы, представленные очень близким комплексом фаций. На востоке выходы турнейского яруса прерываются. Это объясняется тем, что, судя по разрезам Южного Урала, сравнительно недалеко (от десятков до 150—200 км) располагалась суша, и турнейский ярус из разрезов выпадает. На сотни километров на юг и на север развиты морские отложения того же типа.

Подстилаются они темными слоистыми породами доманикового типа, но фаменского возраста. Покрываются угленосной толщей Кизеловского бассейна на западе и угленосной толщей Егоршинского бассейна на вос-

токе. На востоке западного склона Среднего Урала угленосная толща замещает верхнетурнейские известняки и ложится на известняки нижнего турне с мартинописисами; на этих же известняках залегает она и на восточном склоне, как это установлено совместными наблюдениями автора и А. А. Пролина.

Л и т о л о г и ч е с к и е п р и з н а к и. Преобладают известняки темные, слоистые, внизу тонкозернистые, иногда афанитовые, вверху более грубозернистые, светлые, нередко обломочные, переходящие в ракушняка.

П а л е о н т о л о г и ч е с к и е п р и з н а к и. В нижнем турне фауна встречается в тонких прослойках, но иногда переполняет их. Фауна богатая и разнообразная. Уже в верхних горизонтах нижнего турне развиты скопления больших толстостенных *Spirifer medius* Leb.; эти скопления близки к ракушняковым банкам, но связаны с более значительными глубинами, что подтверждается хорошей сохранностью раковин.

В верхнем турне фауна встречается гораздо чаще, местами переполняя породу. Вверху разреза ракуша поражает своими громадными размерами и толстостенностью. Длина массивных особой каниний достигает полуметра; не менее массивные давициеллы (*Chonetes comoides*), скопляясь друг на друге, образуют настоящие банки, аналогичные устричным банкам. Некоторые другие формы также обладают громадными толстостенными раковинами.

Литологические и палеонтологические особенности нижнего турне и тесная связь с подстилающим фамецким домаником — отложениями иловых впадин — указывают, что глубины его образования значительны, около многих десятков метров. Допускать наличие больших глубин, около 400—600 м, нет никаких оснований. Наличие водорослей в иловых впадинах подтверждается характером пелециподовой фауны. Затем в нижнетурнейских известняках, хотя и редко, но встречаются шаровидные и удлинённые небольшие известковые водоросли. Это также подтверждает глубины в десятки метров. Кроме того, мартинописисы (брахиоподы), местами встречающиеся в значительных количествах, обладают хотя и гладкой, но толстостенной раковиной. Интересно, что такие же мартинописисовые известняки найдены и на восточном склоне; это подтверждает широкое распространение фации, соответствующей глубокой части шельфа.

Важно отметить, что на восточном и западном склонах эта фация покрывается и постепенно переходит через пачку немых известняково-глинистых пород в угленосную толщу. Это указывает на быстрые поднятия, охватившие всю геосинклиналь и превратившие ее здесь в обширную плоскую дельту большой равнинной реки, текшей с востока.

Известняки с давициеллами и каниниями мелководные, связанные с глубинами не свыше 10—20 м; переход от них к покрывающей их угленосной толще постепенный, естественный, обусловленный небольшими поднятиями и не сопровождавшийся перерывами и размывами. Это подтверждается также наличием прослоев с морской фауной и в нижней части угленосной толщи.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Климатические условия определяются по тем же трем группам признаков: палеогеографическим, литологическим и палеонтологическим.

П а л е о г е о г р а ф и ч е с к и е п р и з н а к и. Самый простой признак — географическое положение («чем севернее —

тем холоднее») имеет ведущее значение для четвертичной эпохи и неогенового периода и сохраняет его до верхней юры. Это видно хотя бы по распространению коралловых рифов (т. I, рис. 169). Начиная с нижней юры и особенно в палеозое распространение коралловых рифов принимает не широтное, а долготное направление, например на Урале, и значение этого признака становится неясным.

Положение по отношению к областям оледенения имеет значение при знании границы оледенения. Поэтому для четвертичного и неогенового оледенений оно весьма существенно. Для верхнепалеозойского и более древних оледенений этот признак должен учитываться, но только при установлении положения области несомненного оледенения.

Положение морских течений. Мощные океанические холодные и теплые течения, типа Гольфстрима, представляют важные климатические факторы. Ими объясняется существование в палеогене на Шпицбергене теплолюбивой флоры с пальмами. Для более древних эпох значение их было не меньше, но восстановление положения течений вызывает затруднения, поэтому устанавливается оно предположительно. Отсутствие известняков в верхнеюрском — нижнемеловом море объясняется холодным течением, направленным с севера на юг.

Положение морей и материков очень сильно влияет на климат. Побережье морей всегда имеет более умеренный и влажный климат, особенно, если в морях развиваются теплые течения. Наибольшие мировые трансгрессии, например среднекембрийская, среднедевонская, верхнеюрская и верхнемеловая, проникают далеко вглубь континентов, резко изменяя их климат в сторону потепления и увлажнения.

Наоборот, складчатости, заполняя геосинклинали, создают громадные материки и высокие горные хребты. Это, безусловно, вызывает появление континентального климата с холодной зимой и жарким летом. Внутри континентов возникают области без стока, весьма благоприятные для возникновения пустынного климата. При определении климата той или другой области установление положения ее по отношению к берегу континента или внутриматерикового моря весьма существенно.

Литологические признаки нередко важны. Рифовые массивы определяют тропический характер морских бассейнов и тем самым прилегающей суши. Это один из важнейших признаков для определения климата прошлого.

Надо иметь в виду, что скопления известковых водорослей, мшанок и других организмов образуют онкоиды — холмообразные массивы известняков — в любых морях, вплоть до Северного Ледовитого океана. Одиночные кораллы и одиночные колонии кораллов также растут в водах с низкой температурой.

Преобладание известняков в разрезе морской толщи указывает на теплый, тропический климат. В отложениях холодных морей известняки встречаются, но в виде отдельных прослоев; нередко они полностью отсутствуют. В тропиках же часто весь разрез состоит из одних карбонатов.

Преобладание известняков определяет тропический характер морского бассейна, но преобладание терригенных пород ни о чем не свидетельствует, оно наблюдается как в холодных, так и в тропических морях.

Хемогенные толщи. Соленосные и гипсоносные толщи и толщи других химических отложений образуются в областях, где количество осадков незначительно и испарение преобладает над их выпадением. Это наблюдается в пустынных, полупустынных и степных областях

с жарким и теплым климатом, например в Сиваше и Кара-Богаз-Голе. Все это справедливо для континентальных равнин и побережий, но в горных областях образование самосадочных озер происходит и в условиях холодного климата, например на Памире и в Тибете.

В жарких и теплых климатических областях хомогенные толщи в отложениях прибрежных равнин отсутствуют, но на ограниченном протяжении береговой линии. Полное отсутствие этих толщ на расстоянии тысяч километров указывает на умеренный и холодный климат.

Палеонтологические признаки разнообразны и существенны.

Сообщество коралловых островов уже было рассмотрено выше. Надо отметить, что в различные эпохи оно различно, особенно в отношении родового и группового состава. В частности, для мезозоя характерны такие прирастающие массивные формы, как рудисты.

Массовое скопление толстостенных фораминифер типа нуммулитов и фузулии, слагающее нуммулитовые и фузулиновые известняки и песчаники, характерно для пляжей тропических морей.

Скопления пелагических форм, например в палеогеновых фораминиферовых глинах или в белом мелу, образуются и на больших глубинах, в условиях низкой температуры.

Разнообразие, большие размеры и богатые украшения свойственны ракушке теплых южных морей. Северные формы менее разнообразны и гораздо скромнее украшены.

Состав наземной флоры и фауны материков дает ведущие указания о климатических условиях одновременно и для морей, омывающих материки.

Примеры определения климатических условий.

1. Средний кембрий Сибирской платформенной формы представлен отложениями обширного континентального моря, связанного с одной из крупнейших трансгрессий, сопровождающихся широким распространением теплого влажного климата.

Разрез, состоящий почти из одних известняков, археоциатовые рифы, богатая и разнообразная фауна подтверждают жаркий тропический климат.

В красноцветах, подстилающих и покрывающих известняки, широко распространены толщи эвапоритов — каменной соли, калийных солей и гипса, — также указывающие на жаркий климат.

2. Визейские известняки — пример необычайно широкого, мирового распространения мощной карбонатной толщи, сложенной преимущественно слоистыми известняками. Они распространены, начиная от Англии и Алжира, через Германию и Польшу, Русскую платформу, Урал, Тянь-Шань, в Китай и Северную Америку. Они образуют своеобразный пояс, охватывающий весь земной шар. Такое распространение указывает, что визейские известняки связаны с определенной климатической зоной.

Эта зона обладала теплым, но влажным климатом типа климата современного Средиземного моря. Коралловые рифы почти отсутствуют, но широко развиты онкоиды — холмы массивных известняков, нередко с богатейшей и разнообразнейшей фауной. Часто встречаются банки, сложенные громадными толстостенными гигантеллами или сросшимися друг с другом стриатиферами. Нередки слоистые коралловые известняки. Многие формы обладают толстой, богато украшенной раковиной.

Влажность климата, обилие осадков, наличие хорошо развитой речной системы доказывается тем, что с визейскими известняками тесно связаны многочисленные мощные угленосные толщи, то покрывающие,

то подстилающие их. Эти угленосные толщи развиты везде, где есть визейские известняки. Они представляют неотъемлемую принадлежность материков, омывавшихся визейским морем.

Флора угленосных толщ также носит тропический характер, в частности, для древовидных растений характерно отсутствие годовых колец.

Заслуживает внимания и то, что с визейскими материками нигде не связаны красноцветы и эвапориты. Наоборот, в озерных отложениях нередки толщи бокситов, бокситовых пород и огнеупорных глин, что указывает на жаркий климат с чередованием засушливых и преобладающих дождливых сезонов.

3. Пермь, триас, юра и нижний мел Дальнего Востока и Восточной Сибири представлены в основном однородной, необыкновенно мощной (во много километров) терригенной толщей. Она обладает громадным распространением — от восточной оконечности Таймыра, через Верхоянский хребет, в Колымский край. бассейн Анадыря и Дальний Восток.

В ее состав входят три больших комплекса осадков: континентальные, нередко угленосные, затем морские и вулканогенные

Палеогеографически рассматриваемая толща представляет отложения восточной окраины Ангарского материка, системы островов, примыкавших к нему с востока, которую можно назвать Колымским архипелагом, и разнообразных морских бассейнов, омывавших ее. Многие острова были вулканическими. На Ангарском материке была хорошо развита речная сеть. Мощные равнинные реки образовывали дельты и выносили в море громадные массы терригенного, песчано-глинистого материала.

Характерная, очень важная особенность заключается в полном отсутствии соленосных и гипсоносных толщ. Нахождение каменной соли — одна из важнейших проблем для Дальнего Востока. Нет также толщ красноцветов, широко распространенных на Сибирской платформе в кембрии, но полностью отсутствующих в верхнем палеозое и мезозое.

Морские отложения представляют пачки и толщи с морской фауной, чередующиеся и вклинивающиеся в континентальные отложения. В их составе характерно резкое преобладание терригенных отложений — песчаников, сланцев и конгломератов. Чистые известняки крайне редки. Рифовые известняки полностью отсутствуют. Только на юге Сихотэ-Алиня в верхнем палеозое развиты рифовые известняки и известняки, сложенные фузулинидами, указывающие на тропический климат; в мезозое они отсутствуют.

Своеобразие состава рассматриваемой толщи не оставляет сомнения в необычайно влажном климате, сохранявшемся в течение длительного промежутка времени. Температурные условия менее ясны.

Для морских бассейнов более вероятны умеренные и низкие температуры. Это доказывается почти полным отсутствием чистых и массивных известняков, сравнительным однообразием фауны и преобладанием в ней гладких или мало украшенных форм. Возможно, и на континенте господствовал умеренный и холодный климат. Состав флоры в основном такой же, как и в других областях Ангариды, но обилие хвойных указывает на умеренные температуры.

4. А у ц е л л о в ы е с л о и представляют собой один из верхних горизонтов рассмотренной выше толщи. Их рассматривают как пример северных, возможно арктических, отложений, что весьма вероятно. Основное доказательство заключается в распространении их исключительно в северных широтах, преимущественно в Арктике. Подтверждает

это и характер фауны, сравнительно однообразной, но многочисленной, состоящей из форм средних размеров и скромно украшенных.

5. Кенозойские отложения южной половины Русской платформы. Пример определения изменений климатических условий по изменению фауны и флоры в основном современного типа.

В конце олигоцена и начале миоцена характерно развитие громадного количества своеобразных носорогов, среди которых встречены наиболее крупные наземные млекопитающие — безрогий носорог индрикотерий. Зубы носорогов показывают, что они питались сочной растительностью болотно-лесного типа. Нахождение тапиров, первых оленей и бобров подтверждает почти тропический влажный климат в это время.

В конце миоцена—начале плиоцена болотные формы исчезают, заменяясь формами, жившими в сухой лесостепной области — слонами, настоящими носорогами, антилопами, обезьянами.

Конец плиоцена—начало антропогена отличается преобладанием степных форм, среди которых особенно многочисленны трехпалые лошади — гиппарионы; встречаются верблюды, антилопы, саблезубые тигры, жирафы, гиены. На севере их сменяет лесная фауна с оленями и слонами.

Далее, фауна с мамонтами и волосатыми носорогами, жившими в сосновых и еловых лесах, указывает на дальнейшее резкое похолодание.

Наконец, фауна с северными оленями, мускусными быками, песцами и другими полярными тундровыми формами появляется в эпоху наибольшего похолодания. В эту эпоху вся северная половина Русской платформы была занята мощным ледяным покровом. У его краев жила полярная фауна.

Отступление ледяного покрова привело к появлению современной фауны лесного типа с оленями и лосями, а на юге — степной фауны с лошадьми и антилопами.

Изменения фауны сопровождаются соответствующими изменениями флоры.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОЛЕННОСТИ ВОДЫ

При определении солёности воды главное значение имеет состав фауны.

Нормальную солёность характеризуют:

1. Присутствие коралловых рифов, цефалопод, иглокожих.
2. Разнообразие фауны: в одном обнажении встречаются десятки видов, но каждый вид представлен небольшим числом особей.

На пониженную солёность указывают:

1. Однообразие фауны: вся фауна бассейна состоит из немногих десятков видов, в одном обнажении встречаются обычно не больше 5—6 видов, но в громадном количестве; получается весьма характерный признак — «бедность видами, но богатство особями».
2. Отсутствие коралловых рифов, полное или почти полное отсутствие цефалопод и иглокожих, повидимому, одиночные виды цефалопод и морских лилий приспособлялись к некоторому опреснению воды.
3. Косвенным указанием служит обособленность бассейна в связи с возможным развитием речной системы.

Повышенная солёность вызывает гибель морской фауны. При небольшом повышении солёности происходят такие же изменения, как и при понижении, — фауна становится бедной видами и богатой особями.

Нередко наблюдаются карликовые размеры фауны, вообще указывающие на неблагоприятные условия существования.

В горько-соленых бассейнах обитают лишь немногие виды ракообразных — филопод и бранхиопод. Наиболее распространен род *Estheria*.

Присутствие в осадках прослоев солей также указывает на повышенную соленость.

Примеры определения солености воды. Казанский ярус Русской платформы. Цехштейн, или казанский ярус, сложен толщей мергелей и известняков верхнепермского возраста.

Его важнейшие особенности.

Развит в пределах Балтийского щита. Область распространения его значительна — от долины Северной Двины до долины Урала. С другой стороны, намечается полная или почти полная замкнутость бассейна. С востока он доходит до Урала, на западе приблизительно до меридиана Москвы. Отсутствует он на северном побережье, на Новой Земле и на Северном Урале. Не обнаружен он и буровыми скважинами в Урало-Эмбенском районе.

Мощность сравнительно небольшая, достигает максимум нескольких десятков метров.

Подстилают различные отложения: то мергели с морской фауной, то гипсы и доломиты, то красноцветные песчаники. Покрывается везде красноцветными наземными отложениями. По простиранию переходит в толщи каменной соли и гипса или в красноцветные наземные песчаники. Слоистость везде правильная, средняя.

Литологический состав: зеленовато- и буровато-серые глинистые известняки, мергели и глины. Песчаники отсутствуют.

Фауна своеобразна и отличается бедностью видов и богатством особей. Стеогоалинные группы отсутствуют (рифовые кораллы) или почти отсутствуют (цефалоподы и иглокожие). Преобладают эвригалинные группы — пелециподы, гастроподы, мшанки; брахиоподы многочисленны и нормальных размеров, но представлены небольшим числом родов и видов. Большинство видов отличается сильной изменчивостью.

Воды: цехштейновое море представляло собой обширный замкнутый солоноватоводный опресненный бассейн. Глубины его не превышали 100—200 м.

Полная замкнутость цехштейнового моря подвергается сомнению. А. Н. Нечаев указывал на существование пролива, соединявшего цехштейновое море с открытым морем Кавказа. Этот пролив он рисовал посередине Каспийского моря. Но это гипотетическое допущение неправильно. В случаях действительного соединения, например в Балтийском море, изменение фауны происходит постепенно: у конца пролива фауна типичная морская и чем дальше от пролива, тем она все более и более изменяется. Ничего подобного в фауне цехштейна не наблюдается. На всем протяжении — на юге, в центре, на севере — ее общий характер совершенно одинаков. Даже на самом юге, у предполагаемого пролива, в Чкалове, фауна не носит никаких следов изменения. Поэтому цехштейновое море следует рассматривать как вполне замкнутый бассейн, аналогичный Каспийскому морю.

Глубина этого бассейна, несмотря на большую площадь, была незначительна, не превышая 100—120 м. Это доказывается однородностью осадков и фауны, скоплением фауны в больших количествах и ее сравнительным однообразием. Зона заражения сероводородом отсутствовала, так как количество пирита в отложениях ничтожно.

Не вызывает сомнения, что вода пехштейнового моря обладала ненормальной соленостью; иногда ее считали повышенной, указывая на образование громадных залежей различных солей. Но эти залежи образовывались, конечно, не в самом море, а в замкнутых заливах и лиманах, соленость которых не имеет ничего общего с соленостью моря, как, например, у Кара-Богаз-Гола и Каспийского моря. С другой стороны, только что образовавшийся Урал достигал значительной высоты и размеров и обладал хорошо развитой речной системой. Эти реки впадали в пехштейновое море, вызывая его опреснение.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОТСУТСТВУЮЩИХ ОБЪЕКТОВ

Подразумеваются такие объекты, которые ранее существовали, но в настоящее время уничтожены эрозией. Прежде, чем изучать условия образования таких объектов, приходится восстановить их главные особенности. Чаще всего к отсутствующим объектам относятся горные хребты и части пластов и свит, уничтоженные эрозией во время континентальных перерывов и морскими течениями — трансгрессиями и регрессиями.

Горные хребты и возвышенности восстанавливают по свойствам их продуктов разрушения, образовавших зоны подножий и предгорные равнины, сохранившихся до настоящего времени. Методика восстановления: на основании изучения области накопления реконструируем ее противоположность, область разрушения, неразрывно с ней связанную.

Для горных хребтов и возвышенностей определяют географическое положение, высоту, речную систему, состав, возраст.

Речная система. Поскольку основным материалом служат речные отложения, то первой восстанавливают речную систему. Для этого изучают величину зерен и обломков, их окатанность и сортированность и петрографический состав. Если толща накопления состоит из средне- и мелкозернистых песчаников с подчиненными слоями алевроитов и глин, причем зерна хорошо окатаны, сортированы и почти исключительно кварцевые, то река, отложившая данную толщу, равнинного материкового типа, похожая на современную Волгу. Размеры толщи — ее мощность, протяженность и форма — определяют размеры равнинной реки. Угленосная толща Донбасса поражает своими большими размерами; она могла быть отложена только крупнейшей рекой протяженностью свыше 1000—2000 км или несколькими реками. Угленосная толща Кизеловского бассейна на Среднем Урале такого же литологического состава, но в десятки раз меньшего объема; соответственно образовавшая ее река хотя и была равнинной и имела значительные размеры, но по длине вряд ли превышала 1000 км. Ее можно сравнить с Северной Двиной или Печорой.

Мощные конгломераты, чередующиеся с песчаниками, протягивающиеся в длину на многие сотни, иногда тысячи километров, а в ширину достигающие многих десятков, реже 100—200 км, и мощности — от нескольких сотен метров до нескольких километров, представляют типичные осадки подножия больших горных хребтов, с многочисленными бурными и многоводными, но сравнительно короткими реками. Эти реки, стекая с хребта на равнину, образовывали громадные конусы выносов.

Многочисленные полноводные горные реки, обладающие большой протяженностью, способные отложить мощные конгломератные толщи,

могут возникнуть только в одном случае — при широком развитии в горном хребте вечных снегов и оледенения. Горное оледенение и мощные конгломераты неразрывно связаны друг с другом и не могут существовать раздельно. Этот вопрос детально рассмотрен в разделах «Горное подножие» и «Горные хребты».

Толщи нижнепермских конгломератов западного склона достигают мощности во многие сотни, иногда тысячи метров и прослеживаются на протяжении свыше 1000 км. Они представляют типичные отложения зоны подножия. Их состав, мощность и распространение определяют существование многочисленных многоводных и бурных горных рек такого типа, который мог возникнуть только в высокогорных хребтах с вечными снегами и оледенением. Таким образом, вопрос о верхнепалеозойском оледенении Урала решается бесспорно положительно, но это оледенение было типичным горным, долинным оледенением. Как это неоднократно указывалось, никаких признаков равнинного, материкового оледенения на Урале нет, но это не исключает возможности существования мощно развитого горного оледенения типа кавказского или среднеазиатского.

Весьма интересны мощные конгломерато-песчаниковые толщи, развитые в юрских отложениях Ангариды, например в основании челябинской угленосной толщи и в средней юре Восточного Забайкалья. Они имеют мощность во многие сотни метров, но сравнительно небольшое протяжение — немногие сотни километров. Они отлагались у подножия высоких горных хребтов с хорошо развитым оледенением, но небольшой протяженности типа горных массивов Южной Америки и Центральной Африки.

Кроме рассмотренных выше двух крайних типов речных систем — высокогорных и равнинных, существуют многие другие, промежуточные. С каждой из них связан свой тип толщ накопления, то с меньшим, но все же значительным развитием конгломератовых толщ, то почти без них.

У подножия пустынных хребтов образуются своеобразные грубообломочные толщи, отлагающиеся временными потоками. Они отличаются значительным количеством брекчей и грубозернистых песков с мало окатанными обломками и зернами, плохо сортированными и косыми неправильнослоистых. В ископаемом состоянии они весьма редки.

Высота горных хребтов прошлого определяется по мощности отложений подножий. У современных хребтов высотой 5000—6000 м мощность отложений подножий достигает 1000—1500 м. Приблизительно такой же высоты достигал и нижнепермский Урал.

Мощность сиваликской толщи, отлагавшейся у подножия плиоценовых Гималаев, достигает 4000—6000 м. Соответственно высота плиоценовых Гималаев была значительно больше, чем современных, и достигала 15 000—18 000 м.

Географическое положение устанавливают по положению зоны подножий, непосредственно примыкавшей к горному хребту или удаленной от него на расстояние не больше немногих десятков километров.

Изучение положения конгломерато-песчаниковых толщ на Урале показало, что в среднем карбоне они небольшой мощности, почти без конгломератов, и развиты только на восточном склоне. Из этого можно сделать вывод, что в описываемую эпоху на Урале никаких хребтов не было. В верхнем карбоне довольно мощные конгломераты появляются на восточном склоне, определяя положение горных хребтов в Зауралье. В ниж-

нию пермь мощные конгломераты зоны подножий высокогорного хребта развиты на западном склоне. Горный хребет, подвергавшийся разрушению, с вечными снегами и оледенением, располагался на месте центрального и, возможно, Восточного Урала. В уфимскую эпоху конгломерато-песчаниковые толщи подножий отсутствуют; следовательно, отсутствовал и высокогорный хребет.

На Южном Урале отлагается красноцветная песчаниковая толща мощностью до 1000—1500 м, чаще значительно меньше. Эта толща отлагается у подножия невысокого горного массива, лишенного постоянной речной системы, но с широко развитой системой мощных временных потоков, преимущественно плащевого типа, без постоянных русел. В казанскую и татарскую эпохи отлагаются такие же красноцветы, но еще меньшей мощности и меньшего распространения. Урал становится еще ниже, сохраняя пустынный, безводный характер.

С о с т а в г о р н ы х х р е б т о в легко определяется минералогическим и петрографическим изучением обломков и зерен, слагающих толщи накопления. Состав этих толщ различен, что подчеркивает резкое различие строения тех хребтов, в результате разрушения которых они образовались.

Тедженская и каракумская толщи, слагающие основание юго-западного и центрального Кара-Кума, резко отличаются по составу. Изучение этого состава показало, что тедженская свита состоит из продуктов разрушения хребтов северо-восточного Ирана, сложенных преимущественно известняками и сланцами. Каракумская свита возникла в результате разрушения хребтов Тянь-Шаня и Памира, в строении которых преобладают кристаллические и метаморфические породы.

Шлиховой анализ красноцветов татарского яруса верхнего Прикамья дал весьма существенные указания на характер тех толщ, которые слагали верхнепалеозойский давно уничтоженный хребет, находившийся на месте современного Урала.

В о з р а с т. Образование отложений подножий и поднятие горного хребта, сопровождающееся его разрушением, происходят одновременно. Поэтому возраст толщ накопления определяет возраст эпохи разрушения и существования разрушавшегося хребта.

Это весьма важное положение позволяет определить возраст многих хребтов прошлого, нередко иначе, чем оно определялось раньше.

Уничтоженные части слоев и свит восстанавливают по сравнению с отложениями, окружающими их со всех сторон. Нередко это требует длительных и кропотливых исследований, но результаты получаются хорошие.

Заканчивая методические указания, необходимо сказать, что они отнюдь не исчерпывающие. На них надо смотреть как на примеры и общие положения, дающие некоторые указания, как вести работу по определению условий образования осадков.

Самое важное — это то, что при изучении любого явления обязательным, нередко основным и решающим, служит изучение взаимосвязей с окружающими явлениями и с теми, которые ему предшествовали и последовали. Особенно важны противоположные, неразрывно связанные с изучаемым явления.

ЛИТЕРАТУРА¹

ГЛАВА I. ФОРМАЦИЯ МАТЕРИК, стр. 3—331

СЕРВИЯ ПРЕСНОЕ ОЗЕРО, стр. 4—42

- Акулов В. В. Некоторые наблюдения над состоянием Сарезского озера в 1946 г. ИГО, 80, в. 3, 1948, с. 246—258.
- Андреев А. П. Ладожское озеро. СПб., 1875, 263 с.
- Афанасьев Г. Д. Донные отложения оз. Севан. Басс. оз. Севан, 3, в. 2, Изд. АН, 1931.
- Вахрамеев В. А. Континентальные отложения восточного склона Среднего Урала. ИАН, 3, 1946, с. 69—88.
- Геккер Р. Ф. Ископаемое юрское озеро в хребте Кара-Тау. Тр. Геол. инст., XV, в. 1, 1948, 110 с.
- Герасимов И. П. Физико-географический очерк Сары-Камыша. Тр. Инст. геогр., 35, 1940, с. 67—94.
- Гильзен К. Исследование грунта озер России. Ладожское озеро. ИГО, 50, в. 4, 1905, 28 с.
- Гильзен К. Материалы по исследованию Байкальского озера. ИГО, ч. 1, 1915, 16 с. Литература.
- Гильзен К. Материалы по исследованию оз. Глубокого. Тр. Гидробиол. ст. «Глубокое озеро», 6, в. 2—3, 1925, 18 с.
- Гильзен К. и Гинзбург И. И. Исследования грунта Онежского озера. Тр. Мин. муз. АН, 4, 1930, с. 197—220.
- Гричук В. П. Структурно-литологические типы озерных илов и некоторые закономерности их географического распространения. Тр. Инст. геогр., 43, 1949, с. 5—18.
- Дымский Г. А. Материалы к изучению известковых туфов западной части пригливной области Ленинградского округа. Тр. ВГРО, 225, 1932, с. 24—43.
- Жадин В. И. Пресноводные моллюски СССР. М., 1933, 232 с.
- Жузе А. П. К истории древнего Ивинского озера, в верховьях Свири. ИГО, 71, в. 9, 1939, с. 1312—1325.
- Кейзер Н. А. Материалы для истории морфологии и гидрологии оз. Иссык-Куль. Тр. САГУ, сер. XII, в. 1, 1928, 43 с.
- Корженевский Н. Л. Озеро Яшиль-Куль. Изв. Общ. изуч. Тадж., 1, 1928, с. 184—195.
- Кротов Б. П. Выделение гидроокислов железа и марганца в озерах. ДАН, № 3, 1948, с. 533—537.
- Кротов Б. П. Типы пресных озер и образующиеся в них руды. ДАН, 71, № 5, 1950, с. 907—910.
- Ламперт К. Жизнь пресных вод. СПб., 1900, 880 с.
- Лятти С. Я. Грунты оз. Севан. Мат. по исслед. оз. Севан, ч. IV, в. 4, 1932, 42 с.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахьи. Тр. Ледн. экспед., 1, 1936, с. 267—485. Оз. Кара-Куль.
- Материалы к изучению генезиса иловых отложений. Тр. Лабор. генез. сапр., 1, 1939, 200 с.
- Музылев С. А. Условия залегания рыбных битуминозных сланцев в Восточном Забайкалье. Изв. ВГРО, 51, в. 47, 1932, с. 697—706.

¹ Объяснения сокращений даны в первом томе.

- Перфильев Б. К методике изучения иловых отложений. Тр. Бород. биол. ст., 5, 1927, 32 с.
- Пустовалов Л. В. Новые данные о происхождении липецких и тульских железных руд. Тр. ВГРО, 202, 1932, 69 с.
- Россолимо Л. Л. Седиментация отложений в Глубоком озере. Тр. Гидробиол. общ., 1, 1949, с. 91—99.
- Россолимо Л. Л. Некоторые данные по илонакоплению в Иваньковском водохранилище (Московское море). Тр. Гидробиол. общ., 2, 1950, с. 30—38.
- Сапожников Д. Г. Известково-доломитовый ил оз. Балхаш. ДАН, 36, № 4—5, 1942, с. 150—153.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Тр. ИГН, 132, 1951, 207 с.
- Семенович Н. И. Комплексное изучение озер. Справочник путеш. и краеведа. 1950, с. 117—136. Литература.
- Страхов Н. М. Доломитовые осадки оз. Балхаш. Сов. геол., 4, 1945, 1; с. 44—68.
- Страхов Н. М. О значении современных озерных и лагуновых водоемов для познания осадкообразования. ИАН, № 1, 1945, 2; с. 61—78.
- Страхов Н. М. Очерки карбонатакопления в современных водоемах. Сб. пам. А. Д. Архангельского, 1951, с. 487—567.
- Успенский Н. А. Ленточные глины окрестностей Ленинграда. ЗМО, 67, № 1, 1938, с. 87—101.
- Чернов В. К. К изучению иловых отложений озер побережья Белого моря. ИГО, 79, в. 1, 1947, с. 65—79.
- Шамов И. Г. Заиление водохранилищ. М., 1939, 140 с.
- Шостакович В. В. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии. ИГО, 73, № 3, 1941, с. 393—405.
- Шумов В. В. Геологические исследования четвертичных отложений по южному и западному побережью оз. Иссык-Куль. Тр. ВГРО, 225, 1932, с. 71—81.
- Voigtsart J. Essai de difinition des vases des eaux douces. CR, 212, No. 11, 1941, с. 448—450.
- Bradley W. H. Limnology of the Eocene lakes of the Rocky Mountain region. BGSA, 59, No. 7, 1948, с. 635—648.
- Brown C. R. The control of reservoir silting. U. S. Dep. Agric. Misc. Publ., 521, 1943, 166 с.
- Bülow R., Bentz A. и др. Limnische Ablagerungen. В сборнике «Alluvium». 1931, с. 142—189.
- Caspari W. A. The deposits of the scottish freshwater lochs. Rept. Sci. Res. Bathym. Surv. o. t. Scot. Freshw. Lochs. 1, 1910, с. 261—274.
- Caueux L. Les rôches sédimentaire de France. Roches siliceuses. 1929.
- Collet L. W. Les lacs. Paris, 1925.
- Conger P. S. Accumulation of diatomaceous deposits. JSP, 12, No. 2, 1942, с. 55—66.
- Литература.
- Dewall N. W. Geologisch-biologische Studie über die Kiesalgurlager der Lüneburger Heide. Jahrb. Preuss. Geol. Land., 49, No. 2, 1928 (1929), с. 641—684.
- Dunn J. R. The origin of the deposits of tufa in Mono lake. JSP, 23, No. 1, 1953, с. 18—23.
- Eakin H. M. Silting of reservoir. U. S. Dept. Agric., Techn. Bull., 524, 1939, 142 с.
- Freise F. W. Bildung von Erzlagerstätten in Seen. Beobachtungen aus Brasilien. Chem. d. Erde, 8, H. 1—2, 1933, с. 1—24.
- Gotzinger G. Die Sedimentierung der Lunzer Seen. Verh. K. K. Geol. Reichsan., No. 8, 1911, с. 173—208.
- Groschopf P. Limnogeologische Literatur. Geol. Meere, 6, H. 1, 1942, с. 104—114.
- Halbfass W. Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde. Berlin, 1923.
- Happ S. C. Sedimentation in artificial lakes. В сборнике «Symposium on Hydrobiologie». 1941, с. 35—44.
- Hough I. L. The bottom deposits of southern lake Michigan. JSP, 5, No. 2, 1935, с. 57—80.
- Hummel K. Sedimente indonesischer Süßwassern. Arch. f. Hydrobiol., Suppl. VIII, H. 3—4, 1934.
- Johnston W. A. Sedimentation in lake Louise, Alberta, Canada. AJS, 4, 1922, с. 376—388.
- Kindle E. M. The bottom deposits of lake Ontario. Trans. R. Soc. Canada, 19, 1925, с. 47—75.
- Kindle E. M. The role of the thermal stratification in lacustrine sedimentation. Trans. R. Soc. Canada, 21, 1927, с. 1—35.
- Kindle E. M. Sedimentation in a glacial lake. JG, 38, 1930, с. 81—87.

- Lundquist G. Bodenablagerungen und Entwicklungstypen von Seen. Binnengewäss., 2, 1927.
- Lundquist G. Hochasiatische Seesedimente. Connect. Ac. Arts Sci., Mem. 10, 1936, c. 193—238.
- Lundquist G. Sjösediment från Bergslagen (Kolbacksans vattenområde), Sweden. Sver. Geol. Und., ser. C, No. 420 (Arsb. 32, No. 10), 1938, 186 c.
- Lundquist G. Sjösediment från området Abisko-Kebnekaise (Binnenseesedimente). Sver. Geol. Und., ser. C, No. 423 (Arsb. 33, No. 3), 1939, 127 c.
- Lundquist G. Sjösedimente från Gotland. Binnenseesedimente aus Gotland. Sver. Geol. Und., ser. C, No. 434 (Arsb. 34, No. 4), 1940, 143 c.
- Mac Kay A. H. A preliminary examination of the siliceous remains in the lacustrine deposits of the province of Nova Scotia, Canada. GM, Dec. III, 1, 1884, c. 561—562.
- McKelvey V. E. Beach sediments of Trout lake. JSP, 10, No. 2, 1940, c. 65—77.
- Naumann E. Die Bodenablagerungen der Seen. Verh. d. Int. Verein. f. Limnologie, 10, 1929.
- Naumann E. Einführung in die Bodenkunde der Seen. Binnengew., 9, 1930, c. 1—126.
- Naumann E. Grundzüge der regionalen Limnologie. 1932.
- Nipkow F. Forläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. Zeitschr. f. Hydrologie, 1920.
- Pia J. Die rezenten Kalksteinen. Miner. u. Petr. Mitt., Erg. B., 1933, c. 142—247.
- Russel J. C. Geologic history of lake Lahontan. U S G S, Mon. II, 1885, 288 c.
- Ruttner F. Grundriss der Limnologie. 2-е изд., Berlin, 1952, c. 164—188. Литература.
- Schmidle W. Postglaciale Ablagerungen im nordwestlichen Boden. NJ, 1910, c. 104—122.
- Schrock R. R. and Hunzicker A. A. A study of some Great Basin Lake sediments of California, Nevada and Oregon. JSP, 5, 1935, c. 9—30.
- Sherman G. D. and Thiel G. A. Dolomitisation in glacio-lacustrine silts of lake Agassiz. BGSA, 50, 1939, c. 1535—1552.
- Twenhofel W. H. and Broughton W. A. The sediments of Crystal lake, an oligotrophic lake in Vilas county, Wisconsin. AJS, 237, 1939, c. 231—252.
- Twenhofel W. H. and McKelvey V. E. The sediments of Devils lake, a eutrophic-oligotrophic lake of southern Wisconsin. JSP, 9, No. 3, 1939, c. 105—124.
- Twenhofel W. H. and McKelvey V. E. Sediments of fresh-water lakes. BAAPG, 25, No. 5, 1941, c. 826—849.
- Twenhofel W. H. and McKelvey V. E. The sediments of Little Long lake Wisconsin. JSP, 12, No. 1, 1942, c. 36—50.
- Twenhofel W. H., Carter S. L. and McKelvey V. E. The sediments of Grassy lake, a large bog lake of northern Wisconsin. AJS, 240, No. 8, 1942, c. 529—546.
- Twenhofel W. H. and others. The sediments of four moorland lakes, Wisconsin. AJS, 242, No. 1, 1944, c. 19—44; No. 2, 1944, c. 85—104.
- Twenhofel W. H. and Ferry D. E. Bottom sediments of Green lake, Wisconsin. JSP, 15, No. 3, 1945, c. 93—102.
- Twenhofel W. H. and others. Sediments of Trout lake, Wisconsin. BGSA, 56, 1945, c. 1099—1142.
- Wasmund E. Bitumen, Sapropel und Gytta. 1930.
- Wasmund E. Zur Nomenklatur der subaquatischen Sedimente. Geol. Meere, 2, 1938.
- Williams F. T. and McCoy E. On the rôle of microorganisms in the precipitation of calcium carbonate in the deposits of fresh water lakes. JSP, 4, No. 3, 1934, c. 113—126.

САПРОПЕЛЕВОЕ ОЗЕРО, стр. 44—45.

- Алабышев В. В. Зональность озерных отложений. Изв. Сапр. ком., 6, 1932, с. 1—44.
- Бутов П. И. О Мензелинском ископаемом угле. Изв. Сапр. ком., 1, 1923, с. 33—39.
- Дексбах Н. К. О химическом составе илов некоторых озер Московской области. Тр. Сапр. инст., 1, 1934.
- Залесский М. Д. О природе Pila, желтых телец богхеда и о сапропеле Алакульского залива оз. Балхаш. Изв. ГР, 23, 1914, с. 495—508.
- Залесский М. Д. О морском сапропелите силурийского возраста. ИАН, 1917, с. 3—18.
- Залесский М. Д. Первые микроскопические исследования нижеволжского горячего сланца. Изв. Сапр. ком., 4, 1926, 28 с.

- Известия Сапропелевого комитета. Вып. 1, 1923.
- Коншин В. Д. Хэмостратификация сапропелей озер Среднего Урала. Тр. Лабор. сапр. отд., 3, 1949, с. 53—67.
- Кордэ Н. В. История альгофлоры некоторых озер Среднего Урала. Тр. Лабор. сапр. отд., 3, 1949, с. 68—100.
- Кузнецов С. И., Сперанская Т. А. и Коншин В. Д. Состав органического вещества иловых отложений различных озер. Тр. Лимнол. ст. в Косино, 22, 1939.
- Кумпан С. В. Предварительный отчет о Балхашской экспедиции. Изв. ГГРУ, 7, 1931, с. 75—100.
- Ласточкин Д. А. Биоценозы сапропелей и их взаимоотношения с сапропелевой средой. Тр. Лабор. сапр. отд., 3, 1949, с. 7—28.
- Ласточкин Д. А. Очерки по палеолимонологии Урала. Тр. Лабор. сапр. отд., 3, 1949, с. 101—135.
- Молчанов И. В. Озера и сапропелитовые месторождения Валдайской возвышенности. Тр. Геоморф. инст., 6, 1933, 254 с.
- Орлова С. И. Краткие химико-аналитические данные по составу сапропеля и воды некоторых озер. Изв. Сапр. ком., 6, 1932, с. 75—86.
- Потонье Г. Сапропелиты. 1920, 212 с.
- Рихтер Г. Д. Результаты работ геоморфологического отряда Селигерской сапропелевой экспедиции в 1931 г. Тр. Сапр. инст., 1, 1934, с. 136—166.
- Рура Д. М. Сапропелевые отложения Ичадовской группы озер Ивановской области. Тр. Сапр. инст., 1, 1934, с. 223—238.
- Соловьев М. М. и Белоголова Л. А. Основные типы озерных и болотных сапропелевых отложений района озера Селигер. Тр. Сапр. инст., 1, 1934, с. 27—62.
- Стальмакова Г. А. К характеристике донных отложений Залучья. Тр. Лабор. генез. сапр., 1, 1939, с. 127—148.
- Сукачев В. Н. Сапропель и его значение в сельском хозяйстве. 1943, 53 с.
- Сукачев В. Н. и Поплавский Г. И. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений. БЧП, № 8, 1946, с. 5—37.
- Титов Е. М. О химическом составе золы уральских сапропелей и к вопросу об образовании известковистых сапропелей. Тр. Лабор. сапр. отд., 3, 1949, с. 29—52.
- Цванцигер Б. В. Русские сапропели. Тр. Госплана, кн. 5, в. 2, 1925, с. 195—214.
- Цванцигер Б. В. Сапропели СССР. Горн. пром. СССР, I, в. 1, 1932.
- Штурм Л. Д. Исследование Алакульского озера и вопрос о происхождении балхашита. Тр. Сапр. инст., 1, 1934, с. 167—200.
- Hsieh O. On the Lopinit — new type of the coal. Bull. Geol. Soc. China, 1932.
- Passos N. Turfa de Marahu. Publ. esp. No. 2, Serv. d. fom. d. prod. Min., Brasil, 1936, с. 1—8.
- Potonie R. Ueber die Heilschlamm (Gyttia) Lagerstätte des Schollener-Sees bei Rathenow, nebst allgemeinen Bemerkungen über Saprolithe und Erdöleinstehung. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 58, T. A., 1937, с. 361—392.
- Potonie R. und Reunert D. Geologisch-chemische Untersuchungen von Sapropelen des Unterücker und Sakrower Sees. Schrift a. d. Gebiet d. Brennstoff-Geologie, H. 10, 1935, с. 149—169.
- Stutzer O. Marahunit. Eine Bogheadkohle im Braunkohlenstadium. ZDGG, 87, H. 9, 1935.

СЕРВИЯ БОЛОТО, стр. 42—50

- Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. ВМОИП, 21, 1946, с. 65—82.
- Вахрамеев В. А. Континентальные отложения восточного склона Среднего Урала. ИАН, № 3, 1946, с. 68—88.
- Вихляев И. И. Торфяные болота. 1913, 78 с.
- Герасимов Д. Торф, его происхождение, залегание и распространение, 1932, 65 с.
- Доктуровский В. С. Болота и торфяники. Развитие и строение их. 1922, 220 с.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 32, 1949, 192 с.
- Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. 1948, с. 1—30. Литература.
- Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный ресс-вюрмский межледниковый торфяник у села Микулино. Пут. экск. 2 ковф. АИЧПЕ, 1932, с. 34—47.

- Лавров В. В. К стратиграфии континентального палеоген-неогена Тургайской впадины. Изв. Казах. АН, 70, 1949, с. 42—50.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Айдырлинского никелевого месторождения. ИАН, № 6, 1943, с. 3—6.
- Нейштадт М. М. 38-метровая толща сапропелей. Вестн. АН, № 11, 1949, с. 109.
- Стадников Г. А. Химия торфа. 1930, 188 с.
- Стадников Г. А. и Барышева А. Г. Состав торфообразователей и торфа. «Хим. твер. топл.», 1930, с. 28.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ИГН, 73, 1947, 266 с.
- Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. Изд. 3-е, 1926, 162 с.
- Торфяные болота Воронежской, Горьковской и ряда других областей. Сборники. 1940—1941.
- Торфяные болота Крайнего Севера Азиатской части СССР. Сборник. 1936, 138 с.
- Фомин А. В. Болота Европейской России. 1898, 65 с.
- Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Л., 1926, 186 с.
- Bülow K. Handbuch der Moorkunde. 1929, 308 с.
- Bülow K. Moore. В сборнике «Alluvium». 1931, с. 258—291.
- Caueux L. Les tourbes immergées de la côte Bretonne. Bull. Soc. Géol. France, 4 sér., VI, 1906, с. 142—147.
- Davis C. A. Salt-marsh formation near Boston and its geological significance. EG, 5, No. 7, 1910, с. 623—639.
- Davis J. H. The peat deposits of Florida, their occurrence, development and uses. Bull. Geol. Surv. Florida, 30, 1946.
- Giles A. W. Peat as a climatic indicator. BGSA, 41, 1930, с. 405—430.
- Haanel B. F. Peat, its manufacture and uses. Canada Dept. Mines Pub., No. 641, 1925.
- Osbon C. C. Peat in Dismal Swamp. USGS, Bull. 714-C, 1919.
- Raman E. Enteilung und Bau der Moore. ZDGG, 62, 1910, с. 129—135.
- Schreiber H. Moorkunde. 1927.
- Shaler N. S. Preliminary report on sea coast swamps of the eastern United States. 6-th. Ann. Rep. USGS, 1885, с. 353—398.
- Shaler U. S. General account of the fresh water morasses of the United States with the description of Dismal Swamps. 10-th. Ann. Rep. USGS, pt. 1, 1890, с. 253—339.
- Soper E. K. and Osbon C. C. The occurrence and uses of peat in the United States. Bull. USGS, 728, 1922.
- Teixeira E. A. Turfa de Rezende, estado do Rio. Avulso No. 33, Srev. d. fomen. da prod. Miner., Brasil, 1938, с. 1—24.
- Waksman S. A. Chemical composition of peat and the rôle of microorganism in its formation. AJS, 5 ser., 19, No. 109, 1930.

СЕРВИЯ СОЛОНОВАТОЕ И СОЛЕННОЕ ОЗЕРО И СОЛОНЧАК, (стр. 50—78.

- Бадер Ф. Ф. Изучение сухих озер Арало-Каспийской низменности. Исслед. озер СССР, 6, 1934, 1, с. 63—70.
- Бадер Ф. Ф. Соленые озера Джаксы-Клыч и Чумыш-Куль. Исслед. озер СССР, 6, 1934, 2, с. 29—62.
- Бродская Н. Г. Донные отложения и процесс осадкообразования в Аральском море. Тр. ИГН, 115, 1952, 103 с.
- Бродская Н. Г. Карбонатообразование в Аральском море. ИАН, № 6, 1949, с. 112—130.
- Герасимов И. П. Материалы к геоморфологии Кулундинской степи. Кулунд. эксп. АН, ч. III, 1935.
- Герасимов И. П. О рельефе и соляных озерах Кулундинской степи. Тр. СОПС, сер. Сибир., № 3, 1937, с. 115—152.
- Горбов А. Ф. О континентальном соленакоплении в Кулундинской степи. ДАН, в. 5, 1950, с. 921—924.
- Дзенс-Литовский А. И. Оз. Султан-Санджар и его окрестности. ИГО, № 4, 1939, с. 511—533.
- Дзенс-Литовский А. И. Геология дна минеральных озер СССР. ИАН, № 6, 1945, с. 111—133. Литература.
- Дзенс-Литовский А. И. Подземные воды и рассолы озерных соляных месторождений. Тр. Лабор. гидрог. проб., 9, 1951, с. 146—163.

- Дружинин И. Г. Сульфатное озеро Эбейты. Сб. «Сульфаты натрия в СССР», 1946, с. 103—139.
- Егоров В. С. Сравнительная характеристика Кара-Богаз-Гола и Большого Соленого озера в штате Юта, США. Сб. «Сульфаты натрия в СССР», 1946, с. 161—165.
- Зенкович В. П. Осадки Аральского моря. БМОИП, № 2, 1947.
- Ильинский В. П. и Николаев А. В. Прииртышский соляной район. Тр. СОПС, серия Казах., 1, 1931, с. 1—79.
- Кучин М. Н. Соли и минеральные источники. Сб. «Полезные ископ. Западно-Сибирского края». Том II, 1934, с. 253—293.
- Лепешков А. Н. Калийные соли Волго-Эмбы и Прикарпатья. 1946, с. 1—151. Литература.
- Поляков В. Д. Сульфатные озера Челябинской и Кустанайской областей. Сб. «Сульфаты натрия в СССР». 1946, с. 94—103.
- Пустовалов Л. В. Материалы к геохимии озера Баскунчак. Баскунчакское озеро. Тр. ВГРО, 284, 1933, с. 25—72.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. Тр. ИГН, 132, 1951, 206 с.
- Семихатов А. Н. Материалы для геологии Баскунчакского озера. Тр. ВГРО, 284, 1933, с. 3—24.
- Страхов Н. М. Доломитовые осадки озера Балхаш и их значение для познания процесса доломитобразования. Сов. геол., 4, 1945, 1; с. 44—68.
- Страхов Н. М. О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования. ИАН, № 1, 1945, 2; с. 61—78.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ИГН, 124, 1951, 370 с.
- Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. Тр. геол. части каб., 5, 1902, 261 с.
- Шнитников А. В. Общие черты циклических колебаний уровня озер и увлажненности территории Евразии в связи с солнечной активностью. Бюлл. Ком. по исслед. Солнца, 3—4 (17—18), 1949, с. 65—78.
- Blackwelder E. The lowering of playas by deflation. *AJS*, 21, 1931, с. 140—144.
- Clarke E. and Teichert C. Algal studies in a Western Australia salt lake. *AJS*, 244, 1946, с. 271—276.
- Davis W. M. Geomorphology. The Salt Lake region. XVI Int. Geol. Congr., Guidebook 17, 1933.
- Earleley A. The sediments of Great Salt Lake. *BAAPG*, No. 10, 1938, с. 1305—1411.
- Gale H. S. Salinas in Owen's, Searless and Panamint basins. *Bull. USGS*, 580, 1913, с. 265—312.
- Gilbert G. K. Lake Bonneville. *Mon. USGS*, v. 1, 1890, 488 с.
- Grabau A. W. Principles of salt deposition. 1920, 435 с.
- Huntington E. The basin of Eastern Persia and Seistan. *Explor. in Turkestan*. Carnegie Inst., Publ. 26, 1905.
- Petrescu P. Recherches hydrochimiques dans le région nord-est de la plaine roumaine. *An. Inst. Géol. Rum.*, 20, 1940, с. 221—341.
- Russel J. C. Geologic history of lake Lahontan. *USGS, Mon.* II, 1885.

СЕРВИЯ РЕЧНАЯ ДОЛИНА, стр. 78—100

- Амалицкий В. П. Дневник наблюдений по Малой Северной Двине. Северо-Двинские раск. проф. Амалицкого, VI, 1931, с. 57.
- Аполлов Б. А. Учение о реках. М., 1952, 523 с.
- Батурий В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, 1937, 292 с.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., 1938, 504 с.
- Брунс Е. П. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи Ленинградской области. Сб. *Лен. геол. упр.*, 3, 1939, с. 5—32.
- Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Южной Ферганы. *Лит. сб.*, 1, 1948, с. 99—114.
- Брызгалов Н. А. и соавторы. Формовочные пески. *ВИМС, Оценка мест.*, 3, 1949, с. 56—61.
- Васильев П. В. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. *Углетехиздат*, М., 1950, 208 с.
- Вейхер А. А. О результатах наблюдения осадкообразования в речном русле. *Лит. сб.*, 2, 1948, с. 7—14.
- Великанов М. А. Движение наносов. М., 1948.
- Великанов М. А. Динамика русловых потоков. М., 1949, 472 с.

- Вистелиус А. Б. Пески Средней и Нижней Волги. Сб. стат. Лабор. аэромет., (1953) 1954, с. 20—40.
- Волин А. В. Твердый сток и скорость эрозии. ИАН, сер. геогр., 10, № 5, 1946, с. 483—497. Литература.
- Георгиевский Б. М. Южный Хорезм. Геологические и гидрологические исследования 1925—1935 гг. Часть 1. Геологическое строение и морфогенез. Ташкент, 1937, 133 с.
- Городецкая Н. С. Строение угленосной толщи Кизеловского бассейна. БМОИП, 3, 1948.
- Гришанин К. В. Речной поток. 1952.
- Грищенко М. Н. Неогеновые и четвертичные террасы р. Дона. БМОИП, 17 (6), 1939, с. 3—33.
- Грулев М. Аму-Дарья. Ташкент, 1900, 92 с.
- Доскач А. Г. Геоморфологический очерк Кундарьинской древнеаллювиальной равнины (Сарыкамышской дельты р. Аму-Дарья). Тр. Инст. геогр., 35, 1940, с. 17—43.
- Едемский М. Б. Район распространения песчаных линз в бассейне р. Северной Двины. Тр. Геол. муз. АН, 4, 1928, с. 197—240.
- Жадин В. И. Пресноводные моллюски СССР, 1933, 232 с.
- Жадин В. И. Фауна рек и водохранилищ. Тр. Зоол. инст., 5, в. 3—4, 1940.
- Жадин В. И. Фауна пресных вод СССР, т. 3, 1940.
- Жадин В. И. Донная фауна Волги от Свияги до Жигулей и ее возможные изменения. Тр. Зоол. инст., 8, 1948, с. 413—466.
- Жемчужников Ю. А. Типы косой слоистости, как критерий генезиса осадков. Зап. Горн. инст., 7, 1926, с. 39—65.
- Роненков Д. М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины р. Дон. БМОИП, 21 (2), 1946, с. 15—39.
- Жухаренко А. А. Количественный анализ формы галек из древнего аллювия реки Койвы. Сов. геол., 18, 1947, с. 146—155.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. Землев., 42, 1948, с. 154—187.
- Ламакин В. В. О геологических условиях образования русел и способах борьбы с мелководьем судоходных рек. ДАН, № 5, 1950, 1; с. 1013—1017.
- Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. Землев., 43, 1950, 2; с. 161—168.
- Левченко Ф. И. Почвы, грунты и грунтовые воды Каракумской пустыни. 1912, 146 с.
- Лопатин Г. В. Роль речных наносов в осадкообразовании Аральского моря. Тр. Лабор. озеров., 1, 1950, с. 12—27.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. 1952, 366 с. Литература.
- Макеев П. С. К вопросу об образовании речных аккумулятивных террас. ИГО, 73, № 2, 1941, с. 237—244.
- Марков К. К. и Герасимов И. П. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. геогр., 33, 1939, 462 с.
- Мирчик Г. Ф. Современный аллювий рек и его геологическая история. II, 1948, с. 5—16.
- Москвитин А. И. Четвертичные отложения окрестностей Таганрога. Пут. экс. II конф. АИЧПЕ, 1932, с. 185—196.
- Никитин С. Н. Бассейны рек Оки, Сызрани, Волги. Тр. экп. для исслед. источн. главных рек Европ. России, 1899, 122 с.
- Николаев Н. И. О строения поймы и аллювиальных отложений. Вопр. теор. прикл. геол., 2, 1947, с. 17—33.
- Обедянцева Г. В. Террасы Черемшана. Тр. Инст. геогр., 43, 1949, с. 78—103.
- Павлов А. П. Неогеновые и четвертичные отложения Южной и Восточной Европы. Сравнительная стратиграфия пресноводных отложений. Мем. БМОИП, 5, 1925, с. 1—153.
- Петрокович Ю. А. «Ергень-река» (к вопросу о распространении ергенинских песков). БМОИП, 22 (3), 1947, с. 63—72.
- Плюснин И. П. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги, как генетический тип геологических отложений. Тр. Геол. инст. Саратов. ун-в., I, в. 1, 1936, с. 247—274.
- Поляков Б. В. Исследование стока взвешенных и донных наносов. I., 1934, 130 с.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, т. II. М., 1952, с. 168—231.
- Рошков И. С. О мезозойских россыпях Енисейского края. ИАН, № 6, 1945, с. 37—46.

- Рухин Л. Б. О закономерностях формирования состава речных песков. Вестн. Лен. ун-та, № 9, 1947, с. 43—69.
- Рухин Л. Б. Стадиальность развития речных песков. Землев., 2 (42), 1948, с. 188—197.
- Соколов Б. С. Осадки стариц р. Охотки и их фауна. БМОИИ, 17/16, 1939, с. 34—47.
- Соколов Н. А. Заметка о послетретичных, пресноводных отложениях южной России. Изв. ГР, 9, 1890, с. 245—251.
- Фадеев П. И. Пески СССР, ч. I. 1951, 290 с.
- Филиппова М. Ф. Аллювиальные отложения рек В. Лабы и Уруна с их притоками. Северо-Кавк. петрогр. эксл. СОПС, I, 1933.
- Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР. Тр. Гидрол. инст., 20 (74), 1949, 120 с.
- Шамов Г. И. Гранулометрический состав наносов рек СССР. Тр. Гидрол. инст., 18 (72), 1951, 68 с.
- Шанцер Е. В. Образование аллювия равнинных рек умеренного пояса. ТЧП, 2, 1950, с. 206—220.
- Шанцер Е. В. Аллювий рек. 1951.
- Wall J. Contributions to the geography of Egypt. Egypt Surv. a. Mines Dept., Cairo, 1939, 308 с.
- Varrel J. Fluvial origin of Old Red Sandstone. BGSA, 27, 1916, с. 345—386.
- Voigtsart J. Sur le boues et limons déposés par le cours d'eau. CR, 212, No. 15, 1941, с. 651—653.
- Saueux J. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
- Eardley A. Unconsolidated sediments and topographic features of the Lower Yukon Valley. BGSA, 49, No. 2, 1938, с. 303—342.
- Edelman E. C. Petrology of recent sands of the Rhine and the Meuse in the Netherlands. JSP, 8, No. 2, 1938, с. 59—66. Литература.
- Hanson-Lowe J. The structure of the lower Yangtze terraces, China. Geogr. Journ., 93, No. 1, 1939, с. 54—67.
- Harr S. C. Significance of texture of alluvial deposits. JSP, 14, No. 1, 1944.
- Harr S. C., Rittenhouse G., Dobson G. C. Some principles of accelerated stream and valley sedimentation. US Dept. Agr. Techn. Bull., No. 695, 1940, 134 с. Литература.
- Hjulström F. Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Geol. Inst. Upsala, Bull., 25, 1935, с. 221—527.
- Kindle E. M. Notes on sedimentation in the Mackenzie River basin. JG, 26, 1918.
- Lugeon M. et Oulianoff N. L'alluvion du Rhône valaisan; essai détermination de l'épaisseur par méthode électrique. Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., 60, No. 247, 1938, с. 151—176. Bull. Lausanne. Univ. Lab. Géol., No. 64, 1939, 26 с.
- Mc Kee E. D. Original structures in Colorado river flood deposits of Grand Canyon. JSP, 8, No. 3, 1938, с. 77—83.
- Nevin C. Competency of moving water to transport debris. BGSA, 57, No. 7, 1946, с. 651—674.
- Pardé M. Fleuves et rivières. 2 ed., Paris, 1947, 224 с.
- Quirke T. T. Velocity and load of stream. JG, 53, 1945, с. 125—132.
- Rehbock T. Bettbildung, Abfluss und Geschiebebewegungen bei Wasserläufen. ZDGG, B. 81, 1929.
- Rubey W. W. Settling velocities of gravel, sand and silt particles. AJS, 5-th ser., 25, 1933, с. 325—336.
- Russel D. Mineral composition of Mississippi river sands. BGSA, 48, No. 9, 1937, с. 1307—1346.
- Russel D. and Taylor R. Roundness and shape of Mississippi river sands. JG, 45, No. 3, 1937, с. 226—267.
- Stoller J. и другие. Fluviale Ablagerungen. В сборнике «Alluvium». 1931, с. 189—236.
- Straub L. G. Progress in hydraulics as related to sedimentation, 1939—1940. Rep. Comm. Sed. f. 1939—1940, с. 70—85. Литература.
- Straub L. G. Mechanics of rivers. 1942.
- Wong W. Sediments of the North China river. Bull. Geol. Soc. China, 1931, с. 247—270.
- Zingg T. Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Min. u. Petr. 15, H. 1, 1935, с. 39—140.

СЕРВИЯ ВРЕМЕННЫЙ ПОТОК, стр. 103—107.

- Б р и л и н с к и й А. Л. Горные потоки, их природа и меры борьбы с ними. Тбилиси, 1936, 130 с.
- Г а г о ш и д з е М. С. Селевые явления в бассейне горного потока Киш-Чай. Сб. «Селевые явления и борьба с ними». Закавказ. инст. водн. хоз., Тбилиси, 1940.
- Г а г о ш и д з е М. С. Общая характеристика горных потоков, селей, селеобразующих очагов и вопросы формирования селей. Тр. юбил. сессии В. В. Докучаева, 1949.
- Д з е н с - Л и т о в с к а я Н. А. О селевых потоках Ферганской долины. ИГО, 67, в. 1, 1933, с. 104—113.
- К о н о в а л о в Е. П. Селевые потоки. Сб. Гидрол. инст., № 1, 1938.
- К о ч е р г а Ф. К. Борьба с селевыми потоками в Узбекистане. Ташкент, 1933.
- Л а н г е О. К. О грязекаменных потоках и о борьбе с ними. БМОИП, 28 (1), 1953, с. 93—94.
- Л у ц е н к о И. М. Сили в Средней Азии и почему их надо изучать. Ташкент, 1934, 24 с.
- М а т в е е в С. Н. Каменные потоки. Пр. физ. геогр., 6, 1938.
- М а т в е е в С. Н. Борьба с селями и т. д. ИАН, сер. геогр., 8, № 2—3, 1944, с. 122—127.
- М у ш к е т о в И. В. Физическая геология, т. 2. 1906, 784 с.
- Н е п о р о ж и й П. С. Защита гидроэлектростанций от селевых потоков. 1947.
- Ф л е й ш м а н С. М. Селевые потоки. 1951, 96 с.
- D a v i s W. M. Continental deposits of the Rocky mountain region. BGSA, II, 1900, с. 590—604.
- K r u m b e i n W. C. Flood deposits of Arroyo Seco. BGSA, 53, No. 9, 1942, с. 1355—1402.

СЕРВИЯ ВУЛКАН, стр. 107—114

- А л ь б о в Н. В. и Р о з а н о в а Н. В. Граувакки Ненокского района. Тр. Сев. ГУ, 8, 1940, с. 47—54.
- Д у б я н с к и й А. А. и Л о д о ч н и к о в В. Н. Вулканический пепел у г. Павловска. Тр. ЦНИГРИ, 39, 1935, 34 с.
- Д у б я н с к и й А. А. и Л у ч и ц к и й В. П. Вулканические пеплы ергенинской свиты. Тр. Воронежск. ун-та, геол. отд., II, в. 5, 1940, 50 с.
- К а с с и н Н. Р. Описание Байнаульского листа. Тр. ГГРУ, 110, 1931.
- Н е й м а й р М. История Земли. I, 1897, с. 245—246.
- П е й в е А. В. Тектоника североуральского бокситового пояса. Мат. позн. геол. стр., 4, 1947, 204 с.
- Р е н г а р т е н В. П. Вулканический пепел из окрестностей г. Нальчика. Изв. ГК, 31, 1912, с. 385—427.
- Ч и р в и н с к и й П. И. Вулканические пеплы в третичных отложениях Кавказа. Ежегодн. мин. геол., 16, в. 2—4, 1914, с. 77—83.
- Ш р о к Р. Последовательность в свитах слоистых пород. 1950, 564 с.
- B r a m l e t t e M. N. Bentonite in the upper Cretaceous of Louisiana. BAAPG, 8, 1924, с. 324—344.
- C o r r e n s C. W. und L e i n z V. Tuffige sedimente des Tobasees. C. f. Min., Abt. A, No. 11, 1933.
- H a r r i n g t o n H. Las corrientes de barro (mud-Flows) de «El Volcan»; quebrada de Humachuaca. Rev. Soc. Geol. Argent., I, No. 2, 1946, с. 149—165.
- K r u n i n e P. Arkose deposits in the humid tropics. AJS, 229, 1935, с. 353—363.
- K u e n e n P. H. Marine geology, 1950.
- M a r t i n G. C. The recent eruption of Katmai volcano. Nat. Geogr. Mag., 24, 1913.
- N e l s o n W. A. Volcanic ash bed in the Ordovician. BGSA, 33, 1922, с. 605—616.
- N o r i n B. Problems concerning the volcanic ash layers of the lower Tertiary of Denmark. Medd. f. Lunds geol.-min. inst., 78, 1940.
- R o s s C. S., M i s e r E. M. and S t e p h e n s o n H. B. Water-laid volcanic rocks of early upper Cretaceous age in South-Western Arkansas. USGS, Prof. Pap. 154 (F), 1929, 185 с.
- S a n d b e r g C. G. S. The origin of the Dwyka conglomerate. GM, 65, 1928.
- S e r i v e n o r J. B. The mudstreams (Lahars) of Gunung Keloe in Java. GM, 66, 1929, 310 с.
- W e n t w o r t h C. K. Pyroclastic of Oahu. Bishop Mus. Bull., 30, 1926, 121 с.
- W i l s o n I. F. Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalia, Baja California, Mexico. BAAPG, 32, No. 9, 1948, с. 1762—1807.

СЕРВИЯ ГРИЗЕВЫЙ ВУЛКАН, стр. 114—116

- Губкин И. М. и С. Ф. Федоров. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.—Л., 1938.
- Калицкий К. П. Боя-Даг. Изв. ГК, 1914, с. 191—232.
- Хайн В. Е., Жабреев И. П., Шапиро А. Ф., Шарданов А. И. Типы тектонических и грязевулканических брекчий Кобыстана. Азерб. нефт. хоз., № 6, 1953.
- Шарков В. В. и Зубенко Ф. С. Разрушение о. Кумани по данным аэрофотосъемки. Сб. стат. Лабор. аэромет. М.—Л., 1954, с. 17—19.

СЕРВИЯ ДЮНА, стр. 116—124

- Земляков Б. Ф. О древних континентальных дюнах Нижегородской губ. ДАН, 1928, с. 275—278.
- Земляков Б. Ф. Золотые пески Севского района. Изв. ВГРО, 50, в. 100, 1931.
- Костычев П. А. Алешкинские пески. 1884, 44 с.
- Лаврова М. А. О древних дюнах Онежского полуострова. ДАН, № 12, 1928, с. 215—220.
- Миддендорф А. Очерки Ферганской долины. М., 1882, 490 с.
- Мушкетов И. В. Физическая геология, I. СПб., 1906.
- Наливкин В. Опыт исследования песков Ферганской области. Н. Маргелан, 1887, 228 с.
- Полюнов Б. В. Пески Донской области, их почвы и ландшафты. Тр. Почв. инст. АН СССР, I, 1926, в. 2, 1927, 198 с.
- Раунер С. Ю. Дюны, их укрепление и облесение. 1884.
- Соколов Н. А. Дюны. Их образование, развитие и внутреннее строение. Тр. СПб. общ. ест., 16, в. 1, 1884, 286 с.
- Хабакон А. В. Косая слоистость осадочных толщ. Природа, № 4, 1951, с. 38—44.
- Яковлев С. А. Тихвинские пески. ДАН, № 16—17, 1928, с. 303—307.
- «Alluvium». Aeolische Ablagerungen, F. Kühne. 1931, с. 236—257.
- Buffault E. Histoire des dunes maritimes de la Gascogne. 1942, 466 с. Литература.
- Carroll D. Movement of sand by wind. GM, 67, No. 1, No. 895, 1939, с. 6—23.
- Cobb C. The Landes and dunes of Gascony. Journ. Mitchell Sci. Soc. 26, 1910, с. 82—92.
- Foot R. B. On the geology of the Madura and Tinnevely districts. Mem. Geol. Surv. India, 20, 1883, с. 1—103.
- Gerhardt P. Handbuch der deutschen Dünenbaues. Berlin, 1900.
- Högbom J. Ancient inland dunes of northern and middle Europe. Geogr. Ann. 5, 1931, с. 113—242.
- Keilhack K. Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. ZDGG, 69, 1917.
- Kuehne F. Aeolische Ablagerungen. В сборнике «Alluvium», 1931, с. 236—257.
- Kurz H. Florida dunes. Bull. Florida Geol. Surv. 23, 1942, 154 с.
- Lutz H. J. The nature and origin of layers of fine textured materials in sand dunes. JSP, II, No. 3, 1941, с. 105—123. Литература.
- Melton F. A. A tentative classification of sand dunes. JG, 48, No. 2, 1940, с. 113—174.
- Pratje O. Das Verhalten der Dünen beim ostwärtswandern der ostfriesischen Inseln. Geol. Runds., 33, H. 1, 1942, с. 8—15.
- Retgers T. W. Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünensande Hollands und über die Wichtigkeit von Fluss und Meeres — sanduntersuchungen in Allgemeinen. NJ, I, 1895, с. 16—74.
- Smith H. T. Sand-dune stratification (abs). BGSA, 53, No. 12, pt. 2, 1942, с. 1852.
- Smith H. T. Physical effects of pleistocene climatic changes in nonglaciated areas: Eolian phenomena, frost action and stream terracing. BGSA, 60, No. 9, 1949, с. 1485—1515. Литература.
- Sokolow N. A. Die Dünen. Bildung, Entwicklung und innerer Bau. Berlin, 1894.
- Thompson W. O. Original structures of beaches, bars and dunes. BGSA, 48, 1937, с. 723—751.
- Vaughan C. On the formation of the sand dunes. Geogr. Journ., 9, 1897.
- Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894.

СЕРВИЯ КАРСТОВАЯ ОБЛАСТЬ И ПЕЩЕРА, стр. 124—140.

- Авершин С. Г. Сдвижение горных пород при подземных разработках. 1947, 254 с. Литература.
- Барков А. С. Карст Самарской Луки. Землев., 34, в. 1—2, 1932.

- Барков А. С. Карст восточно-европейской равнины. Тр. Перв. геогр. съезда, 3, 1933.
- Большаков П. М. Новые данные по карсту северо-восточного Салаира. Изв. Томск. инд. инст., 62, ч. 1, 1944, с. 230—249.
- Варсонофьева В. А. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья. Землев., кн. 4, 1915.
- Варсонофьева В. А. Карстовые явления в южной части Уфимского плоскогорья. Землев., кн. 3—4, 1916.
- Варсонофьева В. А. Месторождения каолиновых глин в Пермской губ. КЕПС, № 64, 1927, 68 с.
- Вахрамеев В. А. Континентальные меловые отложения восточного склона Среднего Урала. ИАН, № 3, 1946, с. 69—88.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. 1950, 186 с.
- Дубянский А. А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. БМОИИ, 15 (4), 1937, с. 297—323.
- Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Тр. Спецгео, 2, 1940, с. 1—89.
- Иванов Д. Л. Уфимские воронки, 1899, 63 с.
- Ильин С. В. и Кельменский М. С. Результаты работ Уральской карст. станции. Тр. Уральск. инст. геол.-разв. и мин. сырья, 1, 1938.
- Крубер А. А. О карстовых явлениях в России. Землев., 7, кн. 4, 1900, с. 1—34.
- Крубер А. А. Карстовая область горного Крыма. 1915, 319 с.
- Левен Н. А. Пещеры верховьев р. Магдан. ИГО, 72, в. 2, 1940, с. 268—275.
- Листов Ю. Пещеры-ледники. Мат. геол. Рос., 12, 1885, с. 105—280. Литература.
- Лыкошин А. Г. и Соколов Д. С. Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато. БМОИИ, 29 (1), 1954, с. 35—47.
- Мазарович А. Н. Провалы и пещеры юго-восточной части Нижегородской губ. Землев., 3—4, 1912.
- Маслов В. П. К вопросу о фазах седиментации и карстопроявлению в погребенных массивах Ишимбая. ИАН, № 1, 1945, с. 88—100.
- Материалы карстовой конференции 1933 г. Кизел.
- Мильнер В. Ф. Признаки карстообразования в известняках верхнего карбона г. Москвы, по данным Метростроя. ВИМС, сб. № 1, 1935.
- Нойнский М. Э. Самарская Лука. Тр. Казанск. общ. ест., т. 4, 1913, 768 с.
- Пустовалов Л. В. О генезисе Липецких и Тульских железных руд. Тр. Минер. инст. АН СССР, 1, 1930, 39 с.
- Романовский Г. Д. О теоретических и практических выводах относительно обрушений почвы над подземными выработками пластовых месторождений. Горн. журн., 1, 1900, 103 с.
- Слесарев В. Д. Обрушение и оседание горных пород. 1936, 276 с.
- Слесарев В. Д. Управление горным давлением, 1952, 380 с.
- Соболев Н. О карстовых явлениях Онежско-Двинского водораздела. ИГО, 35, в. 5, 1899, с. 482—502.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. БМОИИ, 26 (2), 1951.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. ИГН, 73, 1947, с. 121—127.
- Труды совещания по управлению горным давлением. 1948, 233 с.
- Цимбаревич П. М. Механика горных пород. 1948, 184 с.
- Якушева А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Уч. зап. Моск. ун-та., 136, т. III, 1949, с. 55—100.
- Грамер Н. Höhlenbildung und Karsthydrographie. Z. f. Geomorph., 8, H. 6, 1935, с. 306—323.
- Cvijic J. Das Karstphänomen. Penck's Geogr. Abh., 5, 1893, с. 49—330.
- Cvijic J. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du Karst. Rec. du Trav. de l'Inst. de Geogr. Alpine, Grenoble, 6, 1918, с. 375—426.
- Cvijic J. The evolution of lapies. A study in Karst physiography. Geogr. Rev., 14, 1924, с. 26—49.
- Davis W. M. Origin of limestone caverns. BGSА, 41, 1930, с. 475—628.
- Dicken S. N. Kentucky karst landscapes. JG, 43, 1935, с. 708—728.
- Engeln O. D. Geomorphology. 1948, с. 563—588.
- Hundt R. Erdfalltektonik. 1950, 145 с. Литература.
- Lobbeck A. K. Geomorphology. 1939, с. 130—148. Литература.
- Martell E. A. Les abimes. 1894.
- Sanders E. M. The cycle of erosion in a karst region. Geogr. Rev., II, 1921, с. 593—604.
- Siebenthal C. E. Origin of the zinc and lead deposits of the Joplin region. Bull. USGS, 606, 1915, 283 с.
- Swinnerton A. C. Origin of limestone caverns. BGSА, 43, 1932, с. 663—693.

СЕРВИЯ ПЕСЧАНЫЙ КОНУС, стр. 140—145.

- Б а т у р и н В. П. К литологии Кузнецкого бассейна. Тр. ЦНИГРИ, 55, 1935, 49 с.
- Б р у н с Е. П., Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А., И в а н о в Г. А., П е р е п е ч и н а Е. А. О полевой номенклатуре осадочных пород угленосных отложений. Разв. недр, № 3, 1941.
- Ж е м ч у ж н и к о в Ю. А. К вопросу о составе и расчленении безугольной свиты в Кузнецком бассейне. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 3, 1944.
- Я в о р с к и й В. И. и Л и П. Ф. Красноярские песчаники Кузнецкого бассейна, их распространение и генезис. Мат. геол. Зап. Сиб., № 60, 1948, 55 с. Литература.

НИМИЯ ДЕЛЬТА, стр. 146—170.

- Б а т у р и н В. П. I. Петрография песков и песчаников продуктивной толщи. II. Физико-географические условия века продуктивной толщи. Тр. Азерб. нефт. исслед. инст., 1, 1931, 96 с.
- Б а т у р и н В. П. Введение в геологию дельты Волги. Тр. ГОИН, 18/30, 1951, с. 12—48.
- Б е р г С. Л. О геологических и литологических работах в дельте р. Волги в 1936—1937 гг. Уч. зап. Моск. ун-та, 16, 1937, с. 152.
- В а л е д и н с к и й В. В. и А п о л л о в В. А. Дельта р. Волги, т. I. Естественные условия. Труды отд. портов и упр. внутр. водных путей, 5, Тифлис, 1930.
- В л а д и м и р о в К. Об изменении дельты Аму-Дарьи в течение последнего времени. ИГО, 4, 1910, с. 15.
- Д а н и л е в с к и й Н. Я. Исследования о кубанской дельте. 1865, 138 с.
- Ж у к о в М. М. Миграция дельт рек Волги, Кумы и Урала в последниковоую эпоху. Тр. Межд. ас. четв. пер., Сов. сек., 4, 1939, с. 22—25.
- З е н к о в и ч В. П. Дельта р. Дуная. ИГО, 75, 4, 1943, с. 21.
- К л е н о в а М. В. Геология моря. 1948, с. 421—428.
- К л е н о в а М. В. и др. Геология дельты Волги. Тр. Гос. Океан. инст., в. 18 (30), 1951.
- К л е н о в а М. В., Р а ч к о в с к а я К. А. и К р а с н о в а Н. Г. Мощность современных отложений дельты р. Волги. ДАН, 31, № 4, 1941.
- К р е н д о в с к и й М. Исследования Днепровской дельты. Тр. Харьк. общ. ест., 14, 1881, с. 270.
- Л о г в и н е н к о Н. В. О фациях угленосной толщи Донецкого бассейна. Научн. тр. Харьк. горн. инст., 1, 1952.
- М о л ч а н о в Д. Поездка в дельту Аму-Дарьи летом 1911 г. ИГО, 48, 1912, 28 с.
- М у с т а ф а е в И. С. О гранулометрии и условиях отложений песков продуктивной толщи. Тр. Инст. геол. Азерб. АН, 14, 1951, с. 70—87.
- Н а б о к и х А. И. Материалы по изучению почвогрунтов Дунайских плавен, Килийского района. Зап. Общ. сельск. хоз. южн. России за 1914 г. 1915, с. 1—96.
- О б р у ч е в Д. В. Дельта девонской реки на Ловати. Сб. «Юская слоистость». Тр. ВИМС, 163, 1940, с. 154—161.
- П л ю с к и й И. И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги, как генетический тип геологических отложений. Тр. Геол. инст. Саратов. унив., 1, 8, 1, 1936, с. 247—274.
- П у с т о в а л о в Л. В. О терригенно-минералогических фациях. БМОИП, 22 (5), 1947, с. 69—80.
- П у с т о в а л о в Л. В. и С у л т а н о в А. Д. О сопряжении гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикуринской низменности. ДАН, № 2, 1946, с. 251—254.
- С а м о й л о в И. В. Устья рек. 1952, 526 с. Литература.
- С в и щ е в с к и й Д. Разрез морского берега у г. Батума, как явление общее для восточного побережья Черного моря. ИГО, 71, № 5, 1939, с. 658—689.
- С о к о л о в А. В. Основные процессы образования дельты р. Волги. Землев., 38, в. 3, 1936.
- С у л т а н о в А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Тр. Инст. геол. Азерб. АН, 1949, 184 с.
- Ч и р в и н с к и й П. Н. Петрографическое исследование темных песков с северного побережья Азовского моря. ЗМП, 54, в. 1, 1925, с. 159—172.
- Ш а п о ш н и к о в Л. В. и В е р е щ а г и н Н. К. К вопросу об акклиматизации внутри в Закавказье и Предкавказье. 34, в. 1—2, 1932, с. 40—78. Описание дельт Кубани, Куры и Риона.
- Ш и р о к о в А. З. О закономерности распределения осадков в Донской геосинклинали. Сов. геол., 7, 1940, с. 63—76.

- Barrell J. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *BGSA*, 23, 1912, c. 377—446.
- Bates C. C. Rational theory of delta formation. *BAAPG*, 37, No. 9, 1953, c. 2119—2162.
- Branson E. B. A. Mississippian delta. *BGSA*, 23, 1912, c. 447—452.
- Buschkiel A. L. Natürliche und kulturelle Veränderungen an den Flussdelteten der Nord Küste Javas. *Geol. Meere*, 1, H. 1, 1937, c. 65—74.
- Credner G. R. Die Deltas. *Ergänzungsh. zu Peterm. Geogr. Mitt.*, No. 56 1878.
- Grabau A. W. Principles of stratigraphy. New York, 1932, 1185 c.
- Krumbein W. C. Tidal lagoon sediments of the Mississippi delta. *Rec. Mar. Sed.* 1939, c. 178—195.
- Krumbein W. C. and Aberdeen E. The sediments of Barataria bay. *JSP*, 7, 1937, c. 3—17.
- Lawson A. C. The isostasy of large deltas. *BGSA*, 49, 1938, c. 401—416.
- Nevin C. M. and Trainer D. W. Laboratory study in delta building. *BGSA*, 38, No. 3, 1927.
- Russell R. J. Physiography of Lower Mississippi delta. *Louisiana Geol. Surv.*, *Geol. Bull.* 8, 1936, c. 3—199.
- Russell R. J. and Howen V. Cheniers of southwestern Louisiana. *Geogr. Rev.* 25, No. 3, 1935, c. 449—461.
- Russell R. J. and Russell R. D. Mississippi river delta sedimentation. *Rec. Mar. Sed.* 1939, c. 153—178.
- Slanar H. Zur Kartographie und Morphologie des Donaudeltas. *Wien. Geogr. Stud.*, 12, 1945, c. 1—20. Литература.
- Trowbridge A. C. The building of the Mississippi delta. *BAAPG*, 14, 1930, c. 867—901.

НИМИЯ ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА, стр. 170—190.

- Вальтер И. История Земли и жизни. 1911, 446 с.
- Данчев В. И. Опыт литологического изучения нижней части татарского яруса Казанского Поволжья. *Тр. ИГН*, 87, 1947, 83 с.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера прикаспийской впадины. *Пр. Западн. Казахст.*, 2, 1945.
- Зеккель Я. Д. Пермские красноцветные толщи как показатели климата. *Сов. геол.*, 18, 1947, c. 126—130.
- Калицкий К. П. Боя-Даг. *Изв. ГН*, 1914, c. 191—232.
- Кротов Б. П. К вопросу о татарском ярусе. *Татарский ярус — кора выветривания*. *ЗМО*, 60, в. 1, 1931, c. 178—188.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Смывенский депрессии. *Тр. ВНИГРИ*, 46, 1949, 204 с.
- Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. *Мем. Общ. люб. ест., антр. и этногр., геол. отд.*, 5, 1925, 215 с.
- Передериев В. А. Некоторые вопросы геологии верхнепермских отложений Среднего Прикамья. *ДАН*, 49, № 3, 1945, c. 207—211.
- Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях Волги. *Изв. ЦГМБ*, 6, 1925, c. 77.
- Православлев П. А. Северо-западное побережье Каспия. *Изв. ЦГМБ*, 8, 1929, 54 с.
- Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. *Пр. сов. геол.*, II, 1937, c. 963—992.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. *Вестн. Лен. унив.* 7, 1948, c. 24—57.
- Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. 1949, 192 с.
- Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. *Уч. зап. Казан. унив.*, 106, кн. 4, 1946, 354 с.
- Филиппова М. Ф. К генезису песков красноцветной толщи среднего девона. *Тр. Петр. инст. АН*, 6, 1934.
- Bailey T. L. Origin and migration of oil into Sespe Redbeds, California. *BAAPG*, 31, No. II, 1947, c. 1913—1935.
- Barrell J. Dominantly fluvial origin and seasonal rainfall of the Old Red Sandstone. *Proc. Nat. Ac. Sci.*, 2, 1916, c. 496—499.
- Beeside I. B. Triassic-Jurassic «Red Beds» of the Rocky Mountain region. *Discussion. JG*, 37, 1929, c. 47—63.
- Blackwelder E. Desert plains. *JG*, 39, 1931.
- Branson E. B. Triassic-Jurassic «Red beds» of the Rocky Mountain region. *JG*, 35, 1927, c. 607—630.

- Dorsey G. E. The origin of the color of red beds. JG, 34, 1926, с. 131—143.
 Du Toit A. L. The Geology of South Africa. 1926.
 Krynine P. D. The origin of red beds. NY Acad. Sci. Trans., ser. 2, 1949, с. 60—68.
 Raymond P. E. The significance of red color in sediments. AJS, 13, 1927, с. 234—254.
 Raymond P. E. The pigment in black and red sediments. AJS, 240, 1942, с. 659—669.
 Robb G. L. Red bed coloration. JSP, 19, 1949, с. 99—103.
 Tilje A. J. The red beds of the frontal Range in Colorado. JG, 31, 1923.
 Thompson W. O. Lyons sandstone of Colorado front range. BAAPG, 33, No. 1, 1949, с. 52—72.
 Tomlinson C. W. The origin of red beds. JG, 24, 1916, с. 158—179, 238—253.
 Van Houten F. V. Origin of red-banded early cenozoic deposits in Rocky mountains region. BAAPG, 32, No. 11, 1948, с. 2083—2126. Литература.
 Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893—1894.

НИМИЯ ПУСТЫНЯ, стр. 190—265

- Андрусов Н. И. Мангышлак. Тр. Арало-Касп. эксп., 8, 1915, 456 с.
 Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений среднеуруской синеклизы. 1948, 283 с.
 Баярунас М. В. Безоточные впадины Южного Мангышлака. ИГО, 53, в. 2—7, 1917—1918, с. 1—44.
 Белов Н. П. Почвенно-геоморфологический очерк Кунядарьинской равнины. Тр. Инст. геогр., 35, 1940, с. 45—66.
 Беляевский Н. А. Новые данные по геоморфологии и географии западной части пустыни Такла-Макан. ИГО, 79, № 4, 1947, с. 417—426.
 Благовещенский Э. Н. Петрографические и геоморфологические районы Восточных Кара-Кумов. ИГО, 72, № 2, 1940, с. 211—224.
 Благовещенский Э. Н. Опыт реставрации экологических условий, существовавших в западном Туране в период накопления песков Заунгузской толщи. ИГО, 81, № 1, 1949, 1, с. 36—47.
 Благовещенский Э. Н. Процессы дефляции и генезис грядового рельефа песчаных пустынь. Пр. физ. геогр., 14, 1949, 2, с. 64—80.
 Бродский А. Л. Foraminifera в колодцах пустыни Кара-Кум. Тр. САГУ, сер. VIII-а, зоол., в. 5, 1928, с. 1—16.
 Вальтер И. История Земли и жизни. 1910, 446 с.
 Вальтер И. Законы образования пустынь. 1911, 201 с.
 Гаель А. Г. К вопросу о генезисе и эволюции песков СССР. Тр. Перв. геогр. съезда, 3, 1934.
 Гаель А. Г., Кадиков М. С., Малыгин Е. А. и Останин Е. С. Пески Урало-Эмбенского района и пути их освоения. Тр. Инст. пустынь АН Казах. ССР, 1, 1949, 272 с.
 Гаель А. Г., Коликов М. С., Малыгин Е. А., Останин Е. С. Песчаные пустыни Северного Приаралья и пути их освоения. Тр. Инст. пустынь АН Казах. ССР, 2, 1950, 246 с. Литература.
 Геллер С. Ю. и Кунин В. Н. О происхождении грядовых песков. ДАН, № 2, 1933, 1.
 Геллер С. Ю. и Кунин В. Н. О происхождении современных континентальных песчаных накоплений. ДАН, № 4, 1933, 2.
 Геллер С. Ю. Основные вопросы происхождения рельефа пустынь. Тр. Инст. геогр., 36, 1940, 1.
 Геллер С. Ю. Геоморфология Северных Кара-Кумов (Заунгузья) и Унгуза. Сб. «Прир. ресс. Кара-Кумов», ч. 1, 1940, 2, с. 11—60.
 Герасимов И. П. О такырах и процессе такырообразования. Почвовед., № 4, 1931, ч. 1.
 Герасимов И. П. О такырах, их генетической сущности и процессе такырообразования. Почвовед., № 5, 1933.
 Герасимов И. П. Геоморфологические районы юго-восточных Кара-Кумов. Сб. «Прир. ресс. Кара-Кумов», ч. 4, 1934, с. 3—18.
 Герасимов И. П. Современные геологические процессы в пустынях западного Туркестана. Сб. «Вопросы генезиса». Тр. Почв. инст., 10, в. 3, 1934.
 Герасимов И. П. О принципах подразделения песчаных пустынь Средней Азии. ИГО, 69, № 4, 1937.
 Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Инст. геогр., 25, 1937, 152 с.

- Герасимов И. П. Физико-географический очерк Сары-Камыша. Тр. Инст. геогр., 35, 1940, с. 67—94.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. геогр., 33, 1939, 462 с. Литература.
- Герасимов И. П. и Чихачев П. К. Геологический очерк Кызыл-Кумов. Тр. ГГРУ, 82, 1931, 126 с.
- Граждан П. Е. О почвенной корке. Изв. Туркм. фил., № 1, 1951, с. 25—31. Литература.
- Димо Н., Никитин В. и Ножин Л. Почвенные исследования в бассейне Аму-Дарьи в 1912 г., ч. I. Димо Н. и Никитин В. Работы Амударьинской экспедиции. Отд. зем. улущи. 1913, 68 с.
- Доскач А. Г. Геоморфологический очерк Куныдарьинской древнеаллювиальной равнины (Сарыкамышской дельты р. Аму-Дарьи). Тр. Инст. геогр., 35, 1940, с. 17—43.
- Доскач А. Г. Основные этапы развития идей о рельефе песчаных пустынь. Тр. Инст. геогр., 39, 1948, 1, с. 203—247. Литература.
- Доскач А. Г. О некоторых особенностях песчаного рельефа Западной Приконтинентальной равнины. Пр. физ. геогр., 13, 1948, 2, с. 201—202.
- Драпицын Д. А. Поездка в Алжир. Тр. Докуч. почв. ком., 3, 1915, 87 с.
- Дубянский В. А. Песчаная пустыня Юго-восточные Кара-Кумы. Тр. прикл. бот., ген., сел., 19, в. 4, 1928, 224 с.
- Дубянский В. А. Песчаные пустыни Туркмении. Сб. «Туркмения», ч. III, 1929, с. 39—102.
- Дубянский В. А. Работы Русского Географического общества по изучению сыпучих песков. Вопросы геогр., сб. 3, 1947, с. 137—167.
- Дубровкин В. Л. К вопросу о генезисе песков песчаной пустыни в юго-восточных Кара-Кумах. ДАН, 65, № 3, 1949, с. 345—348.
- Ермилов И. Я. Формы золотой аккумуляции в солончаковых пустынях Западной Туркмении. ИГО, 81, в. 3, 1949, с. 327—333.
- Карк И. Заметки о долине Мургаба. ИГО, 46, 1910, с. 261—321.
- Карлов Н. Н. О номенклатуре и классификации ветрограников. Сб. «Пробл. физич. геогр.», 16, 1951, с. 174—178. Литература.
- Кесь А. С. Русло Узбой и его генезис. Тр. Инст. геогр., 30, 1939, 118 с. Литература.
- Ковда В. А. Солончаки и солонцы. М., Изд. АН СССР, 1937, 243 с.
- Корженевский Н. П. Устюрт. Бюлл. САГУ, 25, 1947, с. 147—177.
- Крупеников И. А. Соры. ИГО, 81, в. 2, 1949, с. 213—225.
- Кругицкий Д. М. Образование hardrap'ов в долине Зеравшана. Соц. наука в техн., № 7, Ташкент, 1937, с. 15—25.
- Кунин В. Н. Гидрогеологический очерк юго-восточных Кара-Кумов. Тр. СОПС, 8, сб. «Кара-Кумы», 4, 1934, с. 259—284.
- Кунин В. Н. О структуре низменных Кара-Кумов. ДАН, 51, № 9, 1946, с. 703—705.
- Кунин В. Н. О глубине физико-географического воздействия в условиях песчаной пустыни. ИАН, № 1, 1948, с. 77—88.
- Кунин В. Н. и Петров М. П. Материалы по геологии и морфологии района Байрам-али-Репетек. Исслед. подз. вод СССР, 1, 1932.
- Кушнарв С. А. Песчаные бугры-чоколаки в пустыне Кара-Кум. Разв. недр., № 1, 1939, с. 9—13.
- Левченко Ф. И. Почвы, грунты и грунтовые воды Каракумской пустыни. Киев, 1912, 146 с.
- Личков Б. Л. К вопросу о климатах прошлого Земли и ископаемых пустынях. Изв. Тадж. фил., 4, 1944, с. 155—185.
- Лобова Е. В. Почвенно-географический очерк субэаральных дельт рек Теджена и Мургаба. Сб. «Прир. ресс. Кара-Кумов», 1939, ч. 4, 1940, с. 19—50.
- Луппов Н. П. О генезисе Сарыкамышской впадины. ИГО, № 2, 1948, с. 151—162.
- Любченко А. Е. Каракумская степь. Почвенные и гидрогеологические исследования. М., 1910, 201 с.
- Мазарович А. Н. Основные черты строения пермских отложений Самарского Заволяжья. ВМОИП, 7 (4), 1929.
- Мазарович А. Н. Геологическое строение Заволяжья между Куйбышевом и Оренбургом. ВМОИП, 14 (6), 1936, с. 487—548.
- Макеев П. С. Очерк рельефа северо-восточных Кара-Кумов. Тр. СОПС, сер. туркм., 3, 1932, 251 с.
- Макеев П. С. Очерк рельефа Кызыл-Кумов. «Кызыл-Кумы», 1933.
- Макеев П. С. Физико-географический очерк Низменных Кара-Кумов. Сб. «Прир. ресс. Кара-Кумов», ч. 2, 1940, с. 3—98. Литература.

- Макеев П. С. Физическая география СССР, т. I. Рельеф СССР, 1944, 402 с.
- Мурзаев Б. М. Об условиях образования пустынного загара. Пр. физ. геогр., 5, 1936.
- Наливкин В. А. Опыт исследования песков Ферганской области. 1887, 288 с.
- Николюк В. Ф. Реликтовые фораминиферы пустыни Кара-Кум. Изв. Узб. АН, № 1, 1948.
- Обручев В. А. Геологический очерк песчаных образований Закаспийской низменности. Горн. журн., ч. I, 1890, 1, с. 140—159.
- Обручев В. А. Закаспийская низменность. Зап. геогр. общ., 20, № 3, 1890, 2, с. 1—270.
- Обручев В. А. Кучевые пески как особый тип песчаных скоплений. Сб. в честь Д. Н. Анучина, 1913, 30 с.
- Передериев В. А. Некоторые вопросы геологии верхнепермских отложений Среднего Прикамья. ДАН, № 3, 1945, с. 207—211.
- Петров М. П. Подвижные пески пустынь, их передвижение и формы накопления. ИГО, 71, № 8, 1939, с. 1180—1199.
- Петров М. П. Рельеф барханных песков пустынь и закономерности его формирования. Тр. Инст. геогр., 39, 1948, с. 184—222.
- Петрушевский Б. А. Происхождение эоловых песков и некоторые вопросы геоморфологии Туранской низменности. ИГО, 73, № 3, 1941, с. 406—415.
- Прохорова Г. А. Влияние водной и эоловой транспортировки на минералогический состав и форму зерен каракумских песков. Тр. Инст. геогр., 47, 1950, с. 103—138.
- Пустьвалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. Пр. сов. геол., II, 1937, с. 963—992.
- Пясковский Б. В. К вопросу о пустынных загарах. Почвовед., 1, 1931, с. 96—107.
- Сидоренко А. В. Состав галек в песчаных толщах юго-восточных Кара-Кумов. ДАН, 62, № 34, 1948, 1, с. 525—527.
- Сидоренко А. В. Об изменении песков эоловыми процессами. ДАН, 62, № 5, 1948, 2, с. 685—688.
- Сидоренко А. В. Два типа эоловых песков. ДАН, 69, № 3, 1949, с. 433—436.
- Сидоренко А. В. Эоловая косая слоистость и ее палеогеографическое значение. Изв. Туркм. фил., № 4, 1950, 1; с. 17—26.
- Сидоренко А. В. Гипс в Кара-Кумах и его палеогеографическое значение. Природа, № 6, 1950, 2; с. 62—63.
- Сидоренко А. В. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. ДАН, 70, № 5, 1950, 3, с. 853—857.
- Скворцов Ю. А. Центральные Кара-Кумы. Тр. САГУ, сер. 12, № 4, 1929, 80 с.
- Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. Уч. зап. Каз. унив., 106, кн. 4, 1946, 354 с.
- Толстов С. П. По следам древней хорезмийской цивилизации. М. 1948, 325 с.
- Трофимов И. И. Континентальный литогенезис в пустынях и в смежных с ними природных зонах. Мат. по четв. пер., 2, 1950, с. 253—265.
- Тутковский П. Пирамидальные валуны в Южном Полесье. Изв. ГК, 19, 1900, с. 363—404. Литература.
- Успанов У. У. Генезис и мелиорация такыров. Тр. Почв. инст., 19, в. 1, 1940, 116 с.
- Федорович Б. А. Материалы по морфологии Кара-Кумов. Мат. Ком. эксп. исслед. 20, 1930, с. 257—297.
- Федорович Б. А. и Кесъ А. С. Субаэральная дельта Мургаба. Тр. Геол. инст., 12, 1934.
- Федорович Б. А. Геоморфология Унгуза. Сб. «Кара-Кумы», 4, 1934, с. 51—139.
- Федорович Б. А. Некоторые основные положения о генезисе и развитии рельефа песков. Изв. АН, № 6, 1940, 1.
- Федорович Б. А. Роль ветра в формировании песчаного рельефа пустыни. Тр. инст. геогр., 36, 1940, 2.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии. Тр. Инст. геогр., 37, 1946, с. 152—174.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустыни. Тр. Инст. геогр., 39, 1948, 1, с. 160—183.
- Федорович Б. А. Лик пустыни. 1948, 2, 216 с.
- Федорович Б. А. Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы. Пр. физ. геогр., 13, 1948, 3, с. 91—109.
- Федорович Б. А. О роли карста в рельефе пустыни. Тр. Инст. геогр., 43, 1949, с. 124—150. Литература.

- Федорович Б. А. Происхождение песчаных толщ пустынь Азии. *Мат. по четв. пер.*, 2, 1950, 1, с. 221—233.
- Федорович Б. А. Об основных процессах рельефообразования Турана. *Пр. физ. геогр.*, 15, 1950, 2, с. 73—104.
- Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана. *Мат. по четв. пер.*, 3, 1952, с. 204—213.
- Щукин И. С. Вопросы происхождения рельефа пустыни. *Тр. Инст. геогр.*, 39, 1948, с. 147—158.
- Якубов Т. Ф. Пески Северного Прикаспия. *Пр. сов. почвовед.*, 12, 1941.
- Ямнов А. А. О стратиграфии континентальных отложений неогена Кара-Кумов и Кызыл-Кумов, *ДАН*, 72, № 4, 1950, с. 759—762.
- Wagnold R. The movement of desert sands. *Geogr. Journ.*, 85, No. 4, 1935, с. 342—365.
- Wagnold R. A. The transport of sand by wind. *Geogr. Journ.*, 89, 1937, с. 409—438.
- Wagnold R. A. The measurement of sand storms. *Proc. R. Soc. London, ser. A*, 167, 1938.
- Wagnold R. The physics of blown sands and desert dunes. London, 1941, 265 с.
- Bellaïr P. Les sables de la dorsale saharienne et du bassin de l'oued Rhir. *Bull. Serv. Carte géol., Algeria, ser. 5, No. 5*, 1940, 74 с.
- Blackwelder E. Desert plains. *JG*, 39, No. 2, 1931, с. 133—141.
- Blanford W. T. On the physical geography of the Great Indian desert. *Journ. Ass. Soc. Bengal*, 49, pt. 2, 1941.
- Brosset D. Essai sur les ergs du Sahara occidental. *Bull. Inst. Franc. Afrique Noire*, I, No. 4, 1939, с. 657—690.
- Bryan K. Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona. *USGS, Bull.* 730, 1923, с. 19—90.
- Bryan K. Wind-worn stones or ventifacts. A discussion and bibliography. *Rep. Com. Sed., Nat. Res. Couns. Circ. No. 98*, 1931, с. 29—50. Литература.
- Bryan K. The formation of pediments. *Rep. XVI Int. Geol. Congr., Wash.*, 1933, 1936, с. 765—775.
- Buckham A. F. and Cockfield W. E. Gullies formed by sinking of the ground. *AJS*, 248, No. 2, 1950, с. 137—142.
- Dapples E. C. Surficial deposits of the deserts of Syria, Trans-Jordan, Iraq and western Iran. *JSP*, II, No. 3, 1941, с. 124—141.
- Carroll D. Movement of sand by wind. *GM*, 76, No. 895, 1939.
- Carroll D. Geology-desert sands. The Simpson desert exped., 1939. *Sci. Rep. No. 2. Trans. R. Soc. Sci., Australia.*, 68, pt. I, 1944, с. 49—59.
- Cayeux Origine de sables des duns sahariennes. *CR, XIV, Congr. Geol. Int.*, 1926. Madrid, 1928.
- Cayeux J. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. 1929.
- Chudeau K. Etude sur les dunes sahariennes. *Ann. de Géogr.*, 29, No. 161, 1920.
- Davis W. M. The geographical cycle in an arid climate. *JG*, 13, 1905, с. 381—406.
- Davis W. M. Geomorphology of mountainous deserts. *Rep. XVI Int. Geol. Congr., Wash.*, 1933, 1936, с. 703—714.
- Du Toit A. L. The Geology of South Africa. 1926.
- Gauthier E. F. Le Sahara. 1928.
- Gauthier E. F. Sahara, the Great Desert. 1935.
- Grant C. P. The Syrian Desert. 1935.
- Hedin S. Scientific results of a journey in Central Asia. 1899—1902.
- Helbritz H. The first crossing of southwestern Arabia. *Geogr. Rev.*, 25, No. 3, 1935, с. 395—407.
- Hörner N. G. Der Unterlauf des Su-l-ho und sein Verhältniss zum Lop-nor. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 24, 1933, с. 217—242.
- Hörner N. G. Geomorphic processes in continental basins of Central Asia. *Rep. XVI Int. Geol. Congr., Wash.*, 1933, 1936, с. 721—735.
- Hunt C. R. Bibliography on pediments and related sediments. *Rep. Comm. Sed. f.* 1939—1940, с. 86—88.
- Jaeger F. Kalkpfannen des östlichen Südwestaficas (Kalahari). *Rep. XVI Int. Geol. Congr.*, 1933, 1936, с. 741—752.
- Jaeger F. Ein besonderer Seentypes die Trockenseen oder Pfanen. *Geol. Meere*, 6, H. 1, 1942, с. 65—103.
- Jonson D. W. Rock-fans of arid regions. *AJS*, 5 ser., 23, 1932, с. 389—406.
- Lutz H. J. The nature and origin of layers of fine-textured material in sand dunes. *JSP*, II, No. 3, 1941, с. 105—123. Литература.
- Madigan C. T. The Australian sand-ridge deserts. *Geogr. Rev.*, 26, No. 2, 1936, с. 205—227.

- Mc Carthy G. Eolian sands. AJS, ser. 5, 30, No. 76, 1935, с. 81—93.
- Mc Gee W. J. Sheet-flood erosion. BGSA, 8, 1897, с. 87—112.
- Needham C. E. Ventifacts from New Mexico. JSP, 7, No. 1, 1937, с. 31—33. Литература.
- Passarge S. Die Kalahari. Berlin, 1904.
- Rubey W. W. Gullies in the great plains formed by sinking of the ground. AJS, 5 ser., 15, 1928, с. 417—422.
- Runge P. Wüsten und Steppen der Gegenwart und Vergangenheit. Rep. XVI Int. Geol. Congr., Wash., 1933, 1936, с. 715—720.
- Russell R. J. The desert-rainfall factor in denudation. Rep. XVI Int. Geol. Congr., Wash., 1933, 1936, с. 753—763.
- Sandford K. S. Geological observations on the northwestern frontiers of the Anglo-Egyptian Sudan and adjoining parts of the southern Libyan desert. QJ, 91, 1935, с. 325—381.
- Schoewe W. H. Experiments on the formation of wind-faceted pebbles. AJS, 24, 1932, с. 111—134.
- Wade A. On the formation of dreikanter in desert regions. GM, 7, 1910, с. 394—398.
- Wade A. Some observation on the eastern desert Egypt with consideration bearing on the origin of the british Trias. QJ, 67, 1911, с. 238—261.
- Walther J. Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 1924, 4-е изд.
- Wentworth C. K. and Dickey R. I. Ventifact localities in the United States. JG, 1935, с. 97—104.
- Whincup S. Superficial sand deposits between Brighton and Frankstone, Victoria. Proc. R. Soc. Vict., 56, pt. I, 1944, с. 53—76.
- White W. A. Mineralogy of desert sands. AJS, 237, 1939, с. 742—748.

ЛЁССОВАЯ ОБЛАСТЬ, стр. 231—240.

- Берг Л. С. О происхождении лёсса. ИГО, 52, в. 8, 1916, с. 579—646.
- Берг Л. С. О почвенной теории образования лёсса. ИГО, 62, в. 6, 1926.
- Берг Л. С. Фауна лёсса. Тр. Инст. геогр., 37, 1946, с. 225—241. Литература.
- Берг Л. С. Дочетвертичные лёссы. Землев., 2 (42), 1948, с. 92—96. Литература.
- Боганик И. С. О генезисе лёссовидных образований Восточного Предкавказья. Сов. геол., 5, 1945, с. 65—79.
- Большаков А. Ф. О генезисе лёсса и лёссовидных отложений. Почвовед., 6, 1949, с. 338—344.
- Бондарчук В. Г. О лёссе южной части Русской равнины. Сов. геол., 8, 1939, с. 43—52. Литература.
- Бондарчук В. Г. О физико-географических условиях образования лёсса и гумусовых горизонтов юга СССР. Тр. Инст. геогр., 37, 1946, с. 195—206.
- Герасимов И. П. Проблема генезиса и возраста лёссовых отложений в палеогеографическом освещении. ИГО, 71, в. 4, 1939, с. 497—502.
- Герасимов И. П. Древние почвенные и элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода. Тр. Инст. геогр., 37, 1946, с. 207—224.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. геогр., 33, 1939, 462 с. Литература.
- Камышева-Елпатьевская В. Г. Гидрогеологический очерк бассейна р. Б. Ириза. Тр. Научно-исслед. инст. геол. Саратов. унив., I, в. 1, 1936, с. 66—103.
- Лысенко М. П. О механическом (элементарном) составе лёссовых грунтов. ДАН, № 2, 1949, с. 245—247.
- Мавлянов Г. А. О происхождении лёсса и лёссовидных пород южных районов Средней Азии. Мат. по четв. пер., 2, 1950, с. 244—252.
- Москвитин А. Н. Лёсс и лёссовидные породы Сибири. Тр. ИГН, 14, 1940, с. 1—82.
- Мушкетов И. В. Физическая геология, т. II. Раздел «Атмосферная пыль», с. 126—147, 1906.
- Обручев В. А. К вопросу о происхождении лёсса. Изв. Томск. техн. инст., 23, 1911, 38 с.
- Обручев В. А. Лёсс как особый вид почвы, его происхождение, типы и задачи изучения. Мат. по четв. пер., 2, 1950, с. 234—243. Литература.
- Орешникова Е. И. Третичный ископаемый лёсс в Казахстане. Природа, 6, 1940.
- Петров Б. Ф. О лёссе Алтая. БЧП, II, 1948, с. 69—91.
- Преображенский И. А. К вопросу о происхождении туркестанского лёсса. Почвовед., № 1—2, 1914, с. 75—120.

- Приклонский В. А. Грунтоведение, т. II, 1952, с. 232—308. Литература.
- Пясковский Б. В. О путях к разрешению сущности процесса лёссовобразования. ИГО, 82, в. 2, 1950, с. 184—190.
- Пясковский Б. В. Проблема лёсса в ее историческом развитии. Вопр. геогр., 24, 1951, с. 32—41.
- Скворцов Ю. А. Проблема туркестанского лёсса. Тр. ВГРО, 225, 1932, с. 52—70.
- Трофимов И. И. Континентальный литогенезис в пустынях и в смежных с ними природных зонах. Мат. по четв. пер., 2, 1950, с. 253—265.
- Чеботарев И. И. О механическом составе лёссовых пород. Сов. геол., 9, № 8, 1939, с. 35—42.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., 1948.
- Юсупова С. М. Рентгеноминералогические исследования лёссов Приташкентского района. ДАН, 32, № 8, 1941.
- Agafonoff V. et Malicheff V. Quelques considération sur les limons inférieure (loess anciens) des environs de Paris. CR, 181, 1925, с. 300—302.
- Barbour G. B. Recent observation on the loess of North China. Geogr. Journ., 86, I, 1935.
- Barbour G. B. The loess of China. Rep. XVI Int. Geol. Congr., Wash., 1933, 1936, с. 777—778.
- Caueux L. Origine eolienne de l'ergeron des environs de Paris. CR XIII Int. Geol. Congr., Belge (1922), 1925, с. 1231—1234.
- Caueux L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. Carte Géol. France, 1929, с. 89—105.
- Hobbs W. H. Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glacier. JG, 39, 1931, с. 381—385.
- Nikiforoff C. A. Introduction to paleopedology. AJS, 241, 1943, с. 194—200.
- Oeflein R. T. A mineralogical study of loess near St. Charles, Missouri. JSP, 4, No. 1, 1934, с. 34—44.
- Richthofen F. China. I, 1877, с. 56—84.
- Russel R. J. Lower Mississippi Valley loess. BAGS, 55, No. 1, 1944, с. 1—40.
- Scheidig A. Der Löss und seine agrotechnischen Eigenschaften. 1935, 233 с. Symposium on loess. AJS, 243, No. 5, 1944.
- Teilhart du Chardin P. et Licent E. Quelques observation sur les Terres jaunes (Loess) de Chine et de Mongolie. Livre Jubil. Cent. de la Soc. Géol. de France, 2, 1930.

НИМИЯ ГОРНОЕ ПОДНОЖИЕ, стр. 271—306.

- Арустамов А. А. О некоторых результатах литологического исследования флишовой формации верхнего силура Нуратинского хребта. Тр. Инст. геол. Узб. АН, 9, 1953, с. 206—217.
- Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика Центрального Казахстана. БМОИП, 28 (1), 1953, с. 49—60.
- Брунс Е. П. Генезис юрских и угленосных отложений Южной Ферганы. Лит. сб., 1948, с. 99—114.
- Вальтер И. Законы образования пустыни. 1911, 201 с.
- Вассоевич Н. Б. К вопросу об условиях образования флиша. ИАН, № 4, 1940.
- Вассоевич Б. Н. Флиш и методика его изучения. 1948, 216 с.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. 1951, 239 с.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII-6, Исфара. Тр. ВГРО, 194, 1934, 290 с.
- Грамм М. Н. К стратиграфии третичных континентальных отложений Южного Узбекистана. Автореф. дисс. Инст. геол. Узб. АН, 1949, с. 1—14.
- Гриднев Н. И. Генезис и фации кайнозойских моласс Сурхандарьинской депрессии. Тр. Инст. геол. Узб. АН, 9, 1953, с. 129—155.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. 1952, с. 512—515.
- Калесник С. В. О континентальных отложениях северных предгорий Джунгарского Алатау. Изв. ГГРУ, 50, в. II, 1931.
- Келлер Б. М. Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе. Тр. ИГН, 42, 1940.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя на Южном Урале. Тр. ИГН, 104, 1949.
- Крашениников Г. Ф. Фациальные изменения в угленосной толще Челябинского бассейна. Сов. геол., № 10, 1940, с. 17—28.
- Курдюков К. В. К изучению континентальных дельт Ферганы. БМОИП, 23 (5), 1948, с. 43—54.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949, 204 с.

- Наливкин В. Д. Молассовые фации Юрезано-Сылвенской депрессии на Урале. Геол. сб. ВНИГРИ, 1, 1951, с. 94—99.
- Наливкин В. А. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926, 184 с.
- Никшич И. И. Копет-Даг. Изд. Упр. водн. хоз. Туркм. ССР, 1924, 100 с.
- Никшич И. И. От Кызыл-Арвата до станции Арчман. Упр. водн. хоз. Средней Азии. Матер. по гидрологии, 3, 1926, 94 с.
- Осипова А. И. Верхнепалеозойский флиш р. Юрезани. БМОИП, 20 (3—4), 1945, с. 111—119.
- Осипова А. И. Литология и фациальный анализ верхнепалеозойских отложений р. Юрезани. В работе: Максимова С. В. и Осипова А. И. Опыт палео-экологического анализа. . . Тр. Палеонт. инст., 30, 1950, с. 24—92.
- Понов В. И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. 1940, 96 с.
- Попов В. И. Генезис и методика исследования кайнозойских моласс Ферганы. Тр. Первой среднеаз. нефт. конф. 1941 года. 1945, с. 53—79.
- Попов В. И. Краткая характеристика верхнеоблиских молассовых формаций Средней Азии. Тр. Второй среднеаз. нефт. конф. 1948, с. 28—48.
- Попов В. И. Очерки литологии. 5. Определитель микрофаций в подгорных отложениях. Бюлл. САГУ, 27, 1949, с. 77—104.
- Попов В. И. Фациальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. Мат. по четв. пер., 2, 1950, с. 192—205.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Инст. геол. АН Узб. ССР, 1954, с. 1—523. Литература.
- Рейнгардт А. Л. Исследования по четвертичной геологии в районе Шах-Дага и Кусарской наклонной равнины летом 1930 г. Изв. ГГРУ, 51, 1939, с. 227—240.
- Хабаров А. В. Динамическая палеогеография. Лит. сб., 1, 1948, с. 66—84.
- Шульц С. С. Геологические исследования континентальных отложений части Илийской долины. Изв. ГГРУ, 50, в. 46, 1931, с. 735—745.
- Щукина Е. Н. и Соколов Д. С. О возрасте и генезисе шилкинского конгломерата. БМОИП, 10 (3—4), 1932, с. 470—475.
- Vaubert E. Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Jura Gebietes. Guide Géol. Suisse, fasc. 1, 1934, с. 47—75.
- Bersier A. Sédimentation mollassique: Variations latérales et horizons continus à l'oligocène. E. l. Geol. Helv., 38, 2, 1945, с. 452.
- De Terra H. and Teilhard du Chardin P. Observations on the Upper Siwalik formation and later pleistocene deposits in India. Proc. Amer. Phil. Soc., 76, No. 6, 1936, с. 791—822.
- Eardley A. J. and White M. G. Flysch and Molasse. BGSA, 58, 1947, с. 979—990.
- Heim A. Geologie der Schweiz. 1919.
- Krynine P. D. Petrology and genesis of the Siwalik series. AJS, 5 ser., 34, 1937, с. 422—466.
- Merzbacher G. Die Gebirgsgruppe Bogdo-ola im östlichen Tian-Schan. Abh. k. Bayer. Ak. Wiss., 27, 5, 1916.
- Mornod L. Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle. Ecl. Geol. Helv., 38, 2, 1945, с. 441.
- Teilhard du Chardin P. The significance of piedmont gravels in continental geology, with an application to northern and western China. Rep. XVI Int. Geol. Congr., 1931. Wash. 2, 1936, с. 1031—1039.
- Weller M. J. The cenozoic history of the north-west Punjab. JG, 36, 1928, с. 368—369.
- Zuber R. Ueber die Entstehung der Flysch. Z. f. pract. geol., 1901.

НИМИЯ ГОРНЫЙ ХРЕБЕТ, стр. 306—316

- Вебер В. Н. Геологические исследования в Фергане в 1909—1910 году. Изв. ГК, 29, 1910, с. 603—695.
- Денисов Н. Я. О теории процесса оползания. ДАН, № 8, 1946, с. 713—715.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира. Тр. ледн. эксп., 1, 1936, с. 267—485.
- Марков К. К. Древнее оледенение высокогорных районов СССР. В книге: И. П. Герасимов и К. К. Марков. Ледниковый период на территории СССР. 1939, с. 179—233. Литература.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949, 204 с.
- Неймайр М. История Земли, т. I, 1897, с. 508—514.

- П о п о в В. И. Материалы по истории древнего оледенения Памира, Бадахшана и Дарваза. Тр. ВГРО, 242, 1932, 52 с.
- Ф р а д к и н М. М. Высота восточного склона Урала в неогеновый период. ДАН, № 6, 1940, с. 582—583.
- Х а б а к о в А. В. Динамическая палеогеография. Лит. сб., 1, 1948, с. 66—84.
- В р о с к R. W. Report on the great landslide at Frank, Alberta, Canada. Ann. Rep. Can. Dept. Int., 8, 1904, Append., с. 1—17.
- G l a n g e a u d L. Les glissements post-tectoniques dans le Jura et leur rôle dans les interprétations structurales. CR, 218, 1944, с. 466—468.
- Н a r r i s o n J. V. and F a l c o n N. L. The Saidmarreh landslip, Southwest Iran. Geogr. Journ., 89, No. 1, 1937, с. 42—47.
- S h a r p e C. S. Landslides and related phenomena. A study of mass-movements of soil and rocks. New York, 1938, 137 с.
- V a r n e s D. J. Relation of landslides to sedimentary features. Sympos. «Applied Sedimentation», 1950, с. 229—246. Литература.

НИМИЯ ДОЛОСКЛОН (ПЕНЕПЛЕН), стр. 316—331

ОБЛАСТЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ, стр. 317—326

- К а л е с н и к С. В. Общая гляциология. М.—Л., 1939.
- Л у н г е р с г а у з е н Л. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., 18, 1947, с. 35—74.
- М а р к о в К. К. Древнее оледенение равнин. В монографии: И. П. Герасимов и К. К. Марков: Ледниковый период на территории СССР. 1939, с. 9—178. Литература.
- Н а л и в к и н Д. В. Северный Кара-Тау. Изв. ГК, 43, № 9, 1924, с. 1065—1082.
- Н и к о л а е в Н. Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском крае. Изв. ГГРУ, 1930.
- О б р у ч е в В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Бюлл. Ком. по изучению четверт. периода, № 3, 1931, с. 34—120.
- О б р у ч е в С. В. Изучение следов древнего оледенения. Справочник путеш. и краеведа, 2, 1950, с. 171—192. Литература.
- Р у х и н Л. Б. О происхождении камов Шапки-Кирзино. Тр. Лен. унив., 25, сер. геол., 1, 1939, с. 96—110.
- Р у х и н Е. В. Материалы к познанию камов района Шапки-Кирзино. Тр. Лен. унив., 25, сер. геол., 1, 1939, с. 72—95.
- Т р у д ы XVII Межд. геол. конгр., 6, 1937. Ряд статей по древним, преимущественно докембрийским оледенениям.
- Ч у р а к о в А. Н. Протерозой северо-западной части Восточных Саян. Тр. ИГи, 52, 1941, 95 с.
- Я к о в л е в С. А. Наносы и рельеф гор Ленинграда и его окрестностей. 1926, 186 с.
- B r e t z G. H. Keewatin and moraines in Alberta. BGSA, 54, No. 1, 1943, с. 31—52.
- S a r r u t h e r s R. G. On northern glacial drift: some peculiarities and their significance. QJ, 95, 1939, с. 299—333.
- S a y e u x J. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. 1929.
- S o l e m a n A. P. Ice ages, recent and ancient. New York, 1926, 296 с.
- C o o k J. H. Kame-complexes and perforation deposits. AJS, 244, 1946, с. 573—583.
- D u T o i t A. L. The Geology of South Africa. 1926, с. 205—215.
- D u n b a r C. O. Discussions. Validity of the criteria for Lower Carboniferous glaciation in Western Argentina. AJS, 238, 1940, с. 673—675.
- E n g e l n O. D. Type form of faceted and striated glacial pebbles. AJ, ser. 5, 1930, с. 9—16.
- F l i n t R. F. References on glacial sediments, 1934—1938. Rep. Comm. Sed. f. 1938, 1939, с. 44—50.
- F l i n t R. F. End moraines of ice sheets. Zs. Gletscherk., 27, H. 1—2, 1940, с. 88—97.
- G r i p p K. Endmoränen. Congr. Int. Geogr., Amst., 1938, CR, 2, sec. II-a, 1938, с. 215—228.
- H o b b s H. Loess, pebble sands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glacier. JG, 39, No. 4, 1931, с. 381—385.
- H o l m e s C. D. Kames. AJS, 245, 1947, с. 240—249.
- H o l m e s C. D. Glacial erosion and sedimentation. BGSA, 60, 1949, с. 1429—1436. Литература.
- K e i d e l and H a r r i n g t o n. On the discovery of Lower Carboniferous in the Precordillera of San Juan, Western Argentina. GM, 75, 1938, с. 103—129.
- L e i g h t o n M. M. Studies in glacial deposits. Rep. Comm. Sed. for 1912—1930, 1931. Литература.

- Leinz V. Petrographische und geologische Beobachtungen an der Sedimenten der permo-carbonischen Vereisungen Südbrasilien. NJ, 78, 1938, с. 26—62.
- Lenciewicz S. и другие. La question des moraines terminales (discussion). Congr. Int. Geogr., Amst., 1938, CR, I, 1938, с. 214—229.
- Moos A. Sedimentpetrographische Untersuchungen in Ost-Groenland. Petrographie, Granulometrie und Abrollung rezenter Sande aus Christian X. Medd. om Groenl., Bd. 103, No. 4, 1931—1934, 76 с.
- Rode K. P. On the nature of the Blaini boulder bed. Bull. Indiana Ac. Sci., sec. B, 17, 1943, с. 1—12.
- Schuchert C. Climates of geologic time. Carnegie Inst., Pub. 192, 1916.
- Thoroddsen Th. Island. Peterm. Mitt., Erganh. 32, 9, 1906.
- Undas I. Kvartær studier i Vestfinnmark og Westeralen. Norsk. Geol. Tid., 18, h. 2, 1937, с. 81—217.
- Wadia D. N. Geology of India. London. 1919. Тяллиты Талчир Индии.
- Wentworth C. K. An analysis of the shapes of glacial cobbles. JSP, 6, No. 2, 1936, с. 85—96.
- Wentworth C. K. The shapes of glacial and ice jam cobbles. JSP, 6, No. 2, 1936, с. 97—108.
- Wolstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttg., 1929.
- Zeuner F. E. Pleistocene period, its climate, chronology and faunal succession. Ray. Soc., No. 130, 1945, 322 с.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ, стр. 328—329

- Вахрушев Г. В. Пестроцветная кора выветривания на территории СССР, т. I, 1949, 228 с.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. I. Тр. ИГН, 80, 1946, 147 с.
- Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. Тр. ИГН, 81, 1947.
- Гринев В. Я. Некоторые данные о латеритных глинах из плиоценовых отложений Крыма. Тр. Мин. муз., 3, 1929, с. 159—168.
- Давиашвили Л. Ш. Дарвинизм и проблема накопления горючих ископаемых. Вестн. Гос. музея Грузии, 12-A, 1948, 115 с.
- Зенкова А. А. Геологическое строение юго-восточной части Салаирского кряжа. Мат. геол. Зап.-Сиб. края, 12, 1934.
- Кора выветривания. Сборник статей. Изд. АН СССР, 1952.
- Кротов Б. П. К вопросу о татарском ярусе. Татарский ярус — кора выветривания. ЗМО, 60, в. 1, 1931.
- Кротов Б. П. Разъяснения и ответы на вопросы по поводу статьи «К вопросу о татарском ярусе». ЗМО, 65, в. 1, 1936, с. 178—188.
- Левченко С. М. Материалы к познанию латеритов Приблатумья. Тр. СОПС, сер. Закавказье, 14, 1935.
- Марков К. К. Палеогеография. 1951. Развитие коры выветривания, с. 167—192.
- Нагорский М. П. Бокситы юго-западного Присалаирья. Мат. геол. Зап.-Сиб., края, 17, 1934.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозой Обь-Чумышской впадины. Мат. геол. Зап.-Сиб. края, 55, 1941, 68 с.
- Пасхин И. С. Выявление районов возможного нахождения латеритных образований на территории СССР. Лит. сб., 1, 1940, 193—216 с.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин. Тр. ИГН, 95, 1948, 191 с.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. М., 1934, 240 с.
- Щукина Е. Н. Геология и геоморфология коры выветривания Среднего Урала. БМОИП, 21 (5), 1946, с. 67—84.
- Фох С. Bauxite and aluminous laterite. 1932.
- Награсовитц Н. Laterit. Fortschr., 4, H. 14, 1926.
- Laparent J. Les bauxites de la France méridionale. Mém. Serv. Carte Géol. France, 1930.

ИСКОНАЕМЫЕ ПОЧВЫ, стр. 329—331

- Берг Л. С. Почвы и водные осадочные породы. Почвовед., № 9—10, 1945, с. 457—479.
- Герасимов И. П. Древние почвенные и аллювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода. Тр. Инст. геогр., 37, 1946, с. 207—224.

- Г л и н к а К. Д. Почвоведение. Глава IV. Ископаемые и древние почвы. 1931, 612 с.
- З а х а р о в С. А. Древние почвы под лавовыми покровами Закавказья. Уч. зап. Моск. унив., 2, в. 119, 1946, с. 124—135.
- М и р и м а н я н Х. П. Погребенные почвы Армянской ССР. Почвовед., № 5—6, 1932.
- М о с к в и т и н А. И. Погребенные почвы Прилукского округа Украины и время лёссовобразования. БМОИП, 8 (3—4), 1930.
- М у р а т о в М. В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. БМОИП, 29 (1), 1954, с. 3—20.
- П е т р о в Б. Ф. Значение ископаемых и древних почв для четвертичной палеогеографии. Мат. по четв. пер., 2, 1950, с. 266—275. Литература.
- П о л ы н о в Б. Б. Достижения русских почвоведов в палеопедологии (на англ. языке). К I Межд. конгр. почв., 1927.
- Т ю р и н И. В. и Т ю р и н а Е. И. О составе гумуса в ископаемых почвах. Почвовед., № 2, 1940, с. 10—22.
- Т и х е е в а Л. В. Погребенные почвенные образования (почвы и торфяники) четвертичного времени в окрестностях Ленинграда. Тр. Почв. инст., 6, 1932, с. 57—80.
- N i k i f o r o f f К. К. Introduction to paleopedology. AJS, 241, No. 3, 1943, с. 194—200.

Глава II. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО² ОПРЕДЕЛЕНИЮ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ, стр. 332—365

- Д о м р а ч е в С. М., М е л е ш е н к о В. С. и Ч о ч и а Н. Г. Чусовская свита западного склона Южного Урала. Геол. сб., 1, 1951, с. 80—94.
- Д о м р а ч е в С. М. Девон хр. Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала. Сб. «Девон Западн. Приуралья». Тр. ВНИГРИ, в. 61, 1952, с. 5—122.
- Н а л и в к и н Д. В. Семилукские и воронежские слои. Изв. ГГРУ, 49, 1930, с. 53—93.
- П у с т о в а л о в Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. Пр. сов. геол., II, 1937, с. 963—992.
- П у с т о в а л о в Л. В. Петрография осадочных пород. Л.—М., 1940.
- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Л., 1953, 671 с.
- С а п о ж н и к о в Д. Г. Известково-доломитовый ил оз. Балхаш. ДАН, 36, № 4—5, 1942, с. 150—153.
- С а п о ж н и к о в Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. Тр. ИГН, 132, 1951, 207 с.
- С т р а х о в Н. М. Доломитовые осадки оз. Балхаш и их значение для познания процесса доломитообразования. Сов. геол., 4, 1945, с. 46—66.
- С т р а х о в Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ИГН, 124, 1951.
- Т в е н х о ф е л В. Учение об образовании осадков. 1936, 916 с.
- Т о л с т и х и н а М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, 1952, 141 с.
- Ч о ч и а Н. Г. и А н д р и а н о в а К. И. Девон Колво-Вишерского края. Тр. ВНИГРИ, 61, 1952, с. 122—199.
- Ч о ч и а Н. Г. Девон Уфимского амфитеатра. Тр. ВНИГРИ, 44, 1950, с. 4—61.
- Ш в е п о в М. С. Петрография осадочных пород. 2-е изд., 1948.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Австралийские пустыни 259—263
Аггломераты 109
Азовское море, береговые обрывы 88—89
Аллювиальные равнины, см. Аллювий
Аллювий 100—102, 211—213
Аму-Дарья, отложения 93—98
— — дельты 158
Аральское море 51—57
— — депрессия 175
Аргинские конгломераты 279
— песчаники 185—187, 279
Аспидная формация 301—306
- Базальные конгломераты и песчаники 342—346
Базисные бассейны 249
Балхаш, озеро 57—59
Барабинские озера 74
Баскунчак, озеро 71—72
Бассейн концентрации 43—44
Бентонит 111
Бессточная впадина 129
— область, см. Базисные бассейны
Боксит озерный 23
Болото, сервия 42—50
Большое Соленое озеро, его отложения 62—66
— — — оолиты 64
Борные озера 64
Бромовые озера 77
- Валунная глина 319
Великие озера Северной Америки 29
Вентифакты 264—265
Ветер, его деятельность в пустыне 193—194
Водоемы степей 70, 73—78
Водораздел, отложения 171—172
Волга, отложения 85—86, 98
Волжская дельта, 151, 152—154, 157, 158
Временный поток, сервия 103—107
Вулкан, сервия 107—114
Вулканический пепел 110—111
— поток 108
— туф 108
- Гажа 22—23
Гиттия 18
- Глауберит 69, 76—77
Глубина моря, определение 347—354
Горное подножие, нимия 271—306
— аспидная формация 301—306
— заполненные долины 274—278
— молассы 286—293
— общая характеристика 271
— осадки и горообразование 279—280
— примеры отложений прошлого 282—286
— примеры современных отложений 281—283
— Средняя Азия 283—286
— флиш 293—301
Горные озера 29—35
Горный хребет, нимия 306—316
— общая характеристика 306
— отложения 308—314
— примеры горных хребтов прошлого 314—316
— эпохи развития 307—308
Граувакки 113
Грязевые потоки 106—107
— — кратерные 108
Грязевый вулкан, сервия 114—116
- Двика конгломераты 320—323
Дельта, нимия 146—170
— зоны 169—170
— литологический состав и слоистость 159—161
— мощность отложений 156—157
— наземные 245—249
— общая характеристика 146
— органический мир 163—164
— отложения 147—148
— примеры дельт прошлого 164—169
— скорость образования 157—159
— форма и размеры 149—156
— экономическое значение 148
Делювий 328
Ди 18
Диатомиты 18, 24—26.
Днепр, дельта 154
Докембрийские тиллиты 325
Долосклон (понеппен), нимия 316—331
Дон, дельта 155—156, 162

- Древний красный песчаник 175—176, 180—181
 Дюна, сервия 116—124
 Загар пустыни 264
 Зандр 326
 Заунгузская свита 212—213
 Зилаирская свита 304—306
 Ивановское водохранилище, осадки 19—20
 Известковые туфы 22—23, 65, 66
 Известняки пресноводные 21—23, 39, 40—41, 42, 65
 Индер, озеро 72—73
 Ископаемые почвы 329—331
 Иссык-Куль, озеро 31—32
 Каличи 213—215
 Кальцитовая кора, в пустыне 213—215
 Кам 325—326
 Кара-Куль, озеро 30
 Кара-Кум 207—211, 252
 Каракумская свита 215—220
 Карру, ярус пустыня 184—185, 269—271
 Карст 124
 Карстовая область, сервия 124—140
 — воронка 128
 Конусы выносов 272—274
 Кора выветривания 328—329
 Кракатао, аггломераты 109
 Красная окраска красноцветов 177—178
 Красноцветы 174—190
 — ископаемые 179—190
 — общая характеристика 175
 — современные области накопления 178—179
 — условия образования 181—185
 Красноярская свита, Кузбасс 140—145
 Красные земли, terra-rossa 132
 Кубань, дельта 154—155
 Кулундинские озера 74—78
 Кызыл-Кум 206—207, 252
 Кызылкумская свита 212, 220
 Лагонтан, озеро 66
 Ладожское озеро, отложения 27
 Ледниковые отложения
 — горные 308—309
 — ископаемые 319—325
 — материковые 317—325
 Лена, дельта 152
 Ленточные глины 16
 Лёсс, ископаемый 238—240
 Лёссовые холмы и равнины 231—240
 Ливийская пустыня 256
 Лоб-Нор, отложения 61—62
 Лют, пустыня 178
 Магнезиальные озера 75—77
 Мертвое море 70
 Мирабилит 64, 69, 76—77
 Миссисипи, река, отложения 79—80
 — дельта 149—150, 157—158
 Мичиган, озеро, осадки 29
 Молассы 286—293
 Морены 308—309, 317—325
 Мургаб, дельта 248
 Нагельфлю, конгломераты 288—289
 Наносы речные, см. Речные отложения
 Нижнекаменноугольная бокситовосная толща Тихвина 42
 — боровичская угленосная толща 100—101
 Нил, дельта 146, 147, 149—150, 156
 — отложения половодий 89
 Обвалы 310—311
 Обручевская свита и степь 246
 Обрушения кровли 130—131
 Озера пресные, сервия 4—42
 — дельты 34—35
 — диатомиты 18, 24—26
 — известняки и мергели 21—23
 — илы 19—20
 — мергели 21
 — органогенные отложения 18—19
 — отложения 12—42
 — отложения прошлого 35—42
 — — современные 27—35
 — руды 23—24
 — скорость накопления осадков 15—16
 — типы 4—11
 Озы 326—327
 Ока, осадки долины 84
 Оплывины 106
 Оползни 107, 327
 Осыпи 311—313
 Палеоволга 166—167
 Палеотанаис 89
 Пеллеты 67
 Пенеппен, см. Долосклон
 Пепел вулканический 110—111
 Пермские красноцветы 180—184
 Пестроцветы, см. Красноцветы
 Песчаный конус, сервия 140—145
 Петинские слои 346—347
 Пещеры 134—137
 — отложения 136—137
 Плайя 67
 Плащевые потоки 103
 По, дельта 158, 160
 Подножие горное, см. Горное подножие
 Пойменные отложения 85—86, 97
 Половодья, отложения 88—93
 Полупустыня 241
 Поноры 128
 Поток временный, сервия 103—107
 Почвы ископаемые 329—331
 Пресноводные озера, см. Озера
 — фауны 11—12
 Прибрежная равнина, нимия 170—190
 Прииртышские озера 75
 Просадины 130—137
 Псевдотрансгрессии 161—162
 Пустынный загар 364
 Пустыня, нимия 190—271
 — бессточные впадины 199—201, 249
 — географическое распространение 191—192

- границы 192—193
- дельты рек 245—249
- деятельность ветра и воды 193—194
- долины рек 241—245
- каменистые пустыни 199—201
- климатические условия 191
- лёссовые холмы и равнины 231—239
- общая характеристика 190—191
- органический мир 194—195
- основные особенности 263—265
- отложения пустынь СССР 250—254
- — зарубежных пустынь 254—263
- — песчаные пустыни 201—211
- — полупустыни 241
- — пустынные горы 222
- — пустынь прошлого 265—271
- — сыртовые глины 239—240
- — такыры 222—226
- — татарская пустыня 180—183
- — типы пустынных областей 195—199
- — шоры 226—230
- Равнина, береговая, Южно-Русская 173
- Речная долина, сервия 78—100
- отложения долин рек и колебания базиса эрзии 87—88
- отложения пологоводий 88—93
- отложения речной долины 83—87
- — нижнее течение Волги 85—86
- — среднее течение Оки 84
- типы отложений 87
- характерные признаки отложений 78
- Речно-ледниковые отложения 309, 325—326
- Рона, отложения 80, 83
- Русловые отложения рек 79—83, 97
- Сарезское озеро 31
- Сары-Камыш, озеро 36—38
- Сахара, отложения 255—259
- Севан, озеро, осадки 32—34
- Сейстан, озеро 59—61
- Сель, селевый поток 103—106
- Семилукские слои 354—355
- Сеспи, свита, красноцветы 189—190
- Сиваликская свита 286
- Содовые озера 77
- Соленость воды, определение 361—363
- Соленые озера, сервия 50—78
- Солончаки 66—69
- Соляные купола, озера на куполах 71—73
- Сопочная брекчия 114—115
- Спонголиты озерные 26
- Старицы 9, 83, 85
- Сыртовые глины 239—240
- Такыры 222—226
- Татарская пустыня 180, 266—269
- Татарский ярус 266—269
- Тери, пески, дюны 120—121, 178—179
- Терра-росса, terra-rossa 132
- Тиллит 320—325
- Торфяники 44—46
- Трехгранник, дрейквантер, вентифакт 264—265
- Туф вулканический 108
- известковый 22—23, 65—66
- Туффит 108
- Угленосные толщи 47—50, 100—101
- — Донбасса 167—168
- — Кизеловского бассейна 169
- Узбой 78, 241—243
- Устюрт 251—252
- Уфимский ярус, условия образования 180, 347
- Ферганская долина 254
- Флиш 293—301
- Флювиогляциальные отложения 309, 325—326
- Харовые водоросли, хара 11
- Хуанхэ, илы 89—91
- дельта 149
- Цайдам 62
- Цехштейновое море 181—182
- Цюрихское озеро, отложения 32
- Чу, река, озера низовьев 61
- Шенье 159—160
- Шоры 226—230
- Шох 211
- Шрамы ледниковые 322
- Щебневые пустыни 230—231
- Эвапориты 68
- Элювий 327—328
- Эльтон, озеро 71
- Эоловые пески 201—211
- Юрские угленосные толщи 48—49
- Ява, вулканы 108—110
- дельты 163, 170

О Г Л А В Л Е Н И Е

Глава I. Формация материк	3—331
Сервия пресное озеро	4—42
Озерные отложения	12—42
Сервия болото	42—50
Сервия солоноватое и соленое озеро и солончак	50—78
Сервия речная долина	78—102
Аллювий и аллювиальные равнины	100—102
Сервия временный поток	103—107
Сервия вулкан	107—114
Сервия грязевый вулкан	114—116
Сервия дюна	116—124
Сервия карстовая область и пещера	124—140
Сервия песчаный конус	140—145
Континентальные нимии	146—331
Нимия дельта	146—170
Зоны дельт	169—170
Нимия прибрежная равнина	170—174
Области накопления красноцветов	174—190
Нимия пустыня	190—271
Каменистые пустыни	199—201
Песчаные пустыни	201—222
Пустынные горы	222
Области такыров и шоров	222—230
Щебнево-глинистые пустыни	230—231
Лёссовые холмы и равнины	231—241
Полупустыни	241
Долины нижних течений больших рек.	241—244
Озерные и наземные дельты	245—249
Базисные бассейны	249
Второстепенные озера	250
Лагуны, береговые озера и солончаки	—
Берега морей	—
Примеры отложений современных пустынь	250—263
Основные особенности пустыни	263—265
Примеры пустынь прошлого	265—271
Нимия горное подножие	271—306
Молассы	286—293
Флиш	293—301
Аспидная формация	301—306
Нимия горный хребет	306—316
Нимия долосклон (пенеплен)	316—331
Глава II. Методические указания по определению условий образования отложений	332—365
Общие указания	332
Признаки	332—337

Объекты	337—340
Обособление морских и континентальных отложений	340—347
Базальные толщи	342—346
Примеры обособления континентальных и морских отложений	346—347
Определение глубины моря	347—357
Примеры определения глубин бассейнов прошлого	354—357
Определение климатических условий	357—361
Определение солености воды	361—363
Определение условий образования отсутствующих объектов	363—365
Литература	366—388
Предметный указатель	389—391

*Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Академии Наук СССР*

*

Редактор Издательства *С. В. Перминов*
Технический редактор *М. Е. Зендел*
Корректор *Н. А. Браиловская*

*

РИСО АН СССР № 26—8В. Подписано
к печати 11/V 1956 г. М-09235. Бумага
70×108^{1/16}. Бум. л. 12^{3/4}. Печ. л. 33,90.
Уч.-изд. л. 34,0. Тираж 10000. Заказ 554.
Цена 25 р. 30 к.

1-ая тип. Изд. АН СССР.
Ленинград, В. О., 9 линия, дом 12