

Федеральная целевая программа  
“Государственная поддержка интеграции высшего образования и  
фундаментальной науки на 1998-2000 годы”  
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова  
Институт геоэкологии РАН

**А.А.Чистяков, Н.В.Макарова, В.И.Макаров**

# **ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ**

*Рекомендовано*

*Министерством образования Российской Федерации  
в качестве учебного пособия для студентов высших учебных  
заведений, обучающихся по геологическим специальностям*

**Москва  
ГЕОС  
2000**

УДК 551. 79

ББК 26. 323

Ч 52

**А.А.Чистяков, Н.В. Макарова, В.И.Макаров. Четвертичная геология. Учебник – М.: ГЕОС, 2000. – 303 с.**

**ISBN 5–89118–123–1**

В учебнике рассматриваются основные вопросы четвертичной геологии: продолжительность четвертичного периода и положение нижней границы четвертичной системы, особенности тектонической структуры и изменения климата и др. Подробно характеризуются генетические типы четвертичных отложений, методы их изучения и стратиграфия. Приводится характеристика четвертичного покрова отдельных регионов России.

Для студентов геолого-разведочных ВУЗов, геологического, географического и почвенного факультетов университетов, а также специалистов, занимающихся исследованием четвертичных отложений.

Табл. 6. Ил. 83. Библиогр.: 13 назв.

Издание осуществлено при финансовой поддержке **Федеральной целевой программы “Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки на 1997-2000 годы”**

Рецензенты:

доктор географических наук **Ф.А.Щербаков**  
(Институт Океанологии РАН)

Профессор **А.А.Рыжова** (Московская государственная  
геолого-разведочная академия)

**A.A.Chistykov, N.V.Makarova, V.I.Makarov. Quaternary Geology. – M.: GEOS, 2000. – 303 p.**

The main problems of quaternary geology are considered in this text-book: 1) the duration and the position of the lower boundary of the quaternary system; 2) the main tectonic structures; 3) global climatic changes; 4) genetic types and facies of the quaternary continental and marine sediments in connection with mineral deposits; 5) methods of the stratigraphic subdivision and correlation. The characteristics of the quaternary cover of several regions of Russia are given in the special part.

This manual is designed for students of geological, geographical, biological, soil faculties of universities and geology-exploration institutes. The text-book also will be useful for specialists in quaternary geology and geomorphology.

Tabl. 6. Fig. 83. References 13.

Reviewers:

doctor of geography science **F.A. Shcherbakov**  
(Institute of Oceanology Rus. Ac. Sci.)

professor **A.A.Ryzhova**  
(Moscow State Academy of Exploration Geology)

ББК 26. 323

ISBN 5–89118–123–1

© Центр «Интеграция», 2000

© ГЕОС, 2000

# Введение

Один из выдающихся геологов 20-го столетия академик В.А.Обручев писал, что “каждый геолог должен сначала поработать над изучением четвертичных образований: современных геологических процессов и форм рельефа, чтобы научиться правильно понимать и объяснять историю Земли, которая в этих страницах написана наиболее четко”.

За последние годы накопился большой объем нового фактического материала, анализ которого привел к возникновению новых идей и методов исследований. В четвертичной геологии появился ряд крупных дискуссионных проблем. Все это требует обновления имеющейся учебной литературы.

Данное учебное пособие состоит из четырех частей, рассматривающих основные аспекты четвертичной геологии. В первой части дается общая характеристика четвертичного периода и четвертичной системы и краткая история их выделения и изучения. Показываются коренные отличия антропогена от более ранних геологических эпох. Отмечается большое практическое значение четвертичных отложений при поисках полезных ископаемых и инженерно-геологических исследованиях. Показана связь четвертичной геологии с другими геолого-географическими науками (геоморфологией, палеогеографией, геоэкологией, археологией, почвоведением и др.), приводится характеристика основных направлений четвертичной геологии (генетического; стратиграфического, палеогеографического и прикладного). Далее рассматриваются основные события, имевшие место на протяжении четвертичного периода: резкие климатические изменения, периодически приводившие к развитию покровных оледенений; эвстатические колебания уровня морей и океанов, гляциоизостатические движения. Характеризуются особенности формирования рельефа и тектонической структуры земной поверхности, а также развитие фауны и флоры. Особое внимание уделено главному событию чет-

вертикального периода — появлению человека и стадиям развития его культуры.

Во второй части дается определение понятий «генетический тип» и «фация» и разбираются основные факторы (рельеф, климат, неотектоника), влияющие на формирование различных типов отложений, слагающих крупные аккумулятивные формы рельефа. Приводится детальная характеристика условий формирования, фациальная дифференциация и литологический состав генетических типов следующих выделенных парагенетических рядов: 1) элювиального; 2) фитогенного (торфяников); 3) коллювиального; 4) аквального; 5) субтеррального; 6) гляциального; 7) эолового; 8) субаэрально-морского; 9) морского; 10) вулканогенного; 11) техногенного. Новым является выделение субаэрально-морского парагенетического ряда, формирующегося в пограничной зоне между сушей и морем, где постоянно происходит взаимодействие между морскими и субаэральными геологическими процессами. Разбираются также наиболее часто встречающиеся парагенетические сочетания некоторых типов отложений (делювиально-пролювиального и др.).

В части третьей рассматривается комплекс методов, применяемых при возрастном расчленении четвертичных отложений. Приводится обоснование климато-стратиграфического принципа стратиграфии антропогена, основанного на смене в разрезах ледниковых и межледниковых генетических типов отложений, а также на чередовании холодно- и теплолюбивых видов в составе ископаемой флоры и фауны. Указывается на сложность и ограниченность применения био-стратиграфического метода при расчленении четвертичных осадков. Характеризуется геоморфологический метод расчленения, основанный на изучении комплексов форм рельефа различного генезиса и в особенности речных террас. Разбираются возможности применения археологического метода, основанного на изучении остатков материальной культуры человека. Кратко описаны геохронометрические методы определения абсолютного возраста четвертичных отложений. Дается характеристика основных стратиграфических подразделений четвертичной системы.

В части четвертой приводится региональная характеристика строения четвертичного покрова России и сопредельных территорий. Выделяются следующие регионы: 1) Европейская часть России; 2) Северный Кавказ; 3) Урал; 4) Западная Сибирь; 5) Алтае-Саянская

горная область; 6) Восточная Сибирь; 7) Северо-Восток и Дальний Восток России. В последней (восьмой) главе этой части рассматриваются морские осадки Баренцева моря как наиболее изученные в настоящее время. Для каждого региона даются местная стратиграфическая схема и ее сопоставление с прилегающими территориями, описание опорных разрезов и характеристика генетических типов четвертичных отложений.

Отдельная глава учебного пособия посвящена полезным ископаемым, приуроченным к четвертичным отложениям. В ней приводится характеристика месторождений полезных ископаемых, связанных с элювием (россыпи и строительные материалы), с субэраально-фитогенными образованиями (торф), с коллювием (строительный камень, россыпи), аллювием и пролювием (россыпи, стройматериалы и пресные подземные воды), с озерными отложениями (сапропель, диатомиты, соли), с ледниковыми отложениями (стройматериалы, керамическое сырье), с золовыми отложениями (россыпи, стройматериалы), с субэраально-морскими отложениями (россыпи), с морскими осадками (железо-марганцевые конкреции, металлоносные илы, массивные сульфиды, россыпи). Наиболее подробно разобраны аллювиальные россыпи и месторождения, связанные с морскими отложениями.

В последней главе рассматривается значение четвертичных отложений для инженерно-геологических, гидрогеологических и экологических исследований.

Предлагаемое учебное пособие рассчитано на студентов геологоразведочных вузов, геологического, географического и почвенного факультетов университетов, изучающих курсы “Четвертичная геология” и “Геоморфология”, а также на специалистов, занимающихся исследованиями четвертичных отложений.

Авторы приносят искреннюю благодарность Синчук В.Г. и Крыловой В.С. за большую помощь при оформлении рукописи.

Учебное пособие подготовлено при финансовой поддержке Федеральной целевой программы: “Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки на 1998–2000 годы” Министерства общего и профессионального образования Российской Федерации и Российской академии наук. Проект № 429-05.

# Часть I

## Общая характеристика четвертичного периода

### Глава 1

#### Общие сведения о четвертичном периоде

Четвертичный период – самый молодой, продолжающийся и до настоящего времени этап в геологической истории Земли. Его продолжительность, определяемая разными исследователями по-разному, от 0,8 млн. до 3,5 млн. лет, на 1–2 порядка меньше остальных периодов фанерозоя. От третичного периода, в который раньше объединяли палеогеновый и неогеновый периоды, четвертичный был отделен на основании двух новых и важных факторов: 1) появления человека и его культуры и 2) резкого изменения климата, приведшего к образованию и широкому распространению ледниковых покровов на большей части территории северного полушария.

Отложения, образовавшиеся в течение четвертичного периода, выделяются в **четвертичную систему**. Они широко распространены на всех континентах земного шара и на дне морей и океанов. Даже в горных странах с их расчлененным рельефом и господством эрозионно-денудационных процессов фрагментарно развит маломощный покров четвертичных отложений. На равнинах, в особенности низменных, четвертичные отложения образуют сплошной покров часто значительной мощности. Морское и океаническое дно также покрыто практически сплошным чехлом четвертичных осадков.

Четвертичные отложения имеют большое значение в практической деятельности человека. Еще в древние времена он брал из них обломочный материал для изготовления первобытных каменных орудий, использовал их для гончарного производства. Четвертичные отложения формируют аккумулятивный рельеф и являются основанием для строительства. На четвертичных отложениях сосредоточены города, промышленность и сельское хозяйство. Почти все четвертичные отложения содержат полезные ископаемые. Это строи-

тельные материалы, торф, соли, россыпи драгоценных минералов, железо-марганцевые конкреции и др. Четвертичные отложения содержат воду, используемую для водоснабжения городов и поселков. Повсеместно четвертичные отложения, развитые на суше, являются материнскими для развития почв, определяющих сельскохозяйственное производство. Поэтому от их свойств зависит плодородие почв и состав растительного покрова.

Изучение четвертичных отложений особенно необходимо при инженерно-геологических и гидрогеологических изысканиях. Любое крупное строительство — городов, морских портов, каналов, гидростанций и других сооружений — требует знания не только свойств и особенностей четвертичного покрова, но и истории его формирования на протяжении всего четвертичного периода.

Изучение четвертичных отложений имеет не только практическое, но и большое теоретическое значение. Доступность четвертичных отложений, слагающих современные аккумулятивные формы рельефа, и высокая сохранность их первичных особенностей позволяют выяснять среду их осадконакопления, определять процессы, ведущие к формированию их характерных черт. Для четвертичного времени с большой полнотой решаются вопросы седиментогенеза, экологии, эволюции органического мира, вулканических и тектонических процессов, глобальных климатических изменений, рельефообразования. Все это делает четвертичные отложения своеобразными эталонами, сравнение с которыми позволяет определять процессы и обстановку формирования древних отложений. Чарльз Лайель еще в XIX веке писал, что настоящее — ключ к прошедшему, а академик В.А.Обручев считал, что каждый геолог, чтобы стать высококвалифицированным специалистом, должен хотя бы год поработать на четвертичных отложениях.

Огромно значение исследования четвертичного периода как времени формирования человека и его культуры. Остатки человеческих культур дают хронологическую шкалу, эквивалента которой нет в более древних периодах.

Понимание важности изучения четвертичных отложений пришло не сразу. Долгое время они рассматривались как наносы, скрывающие древние отложения, и снимались со всех геологических карт. Только с 20–30-х годов двадцатого столетия началось серьезное изучение четвертичных отложений.

В самостоятельную формацию четвертичные отложения начали выделять с XVIII века, когда итальянский ученый Д.Д.Ардуино разделил все горные породы на четыре группы – первичные, вторичные, третичные, соответствующие в современном понимании палеозойским, мезозойским и кайнозойским. Самые молодые породы он предложил называть “четвертичными подразделениями гор”. В 1825 г. французский ученый Ж.Денуайе послетретичные отложения выделил в самостоятельную четвертичную систему. Ч. Лайель в 1839 г. ввел термин **плейстоцен** для обозначения отложений моложе плиоценовых.

Официально название “четвертичный период” было утверждено геологическим конгрессом в 1888 г. и с тех пор получило широкое распространение. В 1919 г. А.П.Павлов предложил заменить название “четвертичный” на “антропогеновый”, в связи с тем, что главным событием в истории органического мира за этот период было появление человека. В настоящее время в России приняты оба названия, но используется чаще “четвертичный”. За рубежом помимо названия “квартер” (“четвертичный”), используется название “плейстоцен” для обозначения всего четвертичного периода.

Изучение четвертичного периода и четвертичных отложений требует хорошего знания современной климатической обстановки, экологии или условий существования современных животных и растений, строения почвенного покрова. В свою очередь, многие современные проблемы экологии, почвоведения, ботаники, зоологии, географии нельзя правильно решить без знания эпохи, предшествующей современной. Все это превращает изучение четвертичного периода и всех его особенностей в отдельную научную дисциплину – **четвертичную геологию**. В ее изучении принимают участие, наряду с геологами, географы, археологи, антропологи, ботаники, зоологи, почвоведы и др.

Большой вклад в изучение четвертичного периода и отложений в нашей стране внесли геологи и географы Н.И.Андрусов, А.А.Архангельский, Л.С.Берг, П.А.Кропоткин, А.П.Павлов, Г.Ф.Мирчинк, С.А.Яковлев, А.И.Москвитин, Е.В.Шанцер, К.В.Никифорова, Н.И.Николаев, Г.И.Горецкий, П.В.Федоров, Ю.А.Лаврушин, И.И.Краснов, В.И.Громов, М.Н.Алексеев, А.А.Асеев, К.К.Марков, И.П.Герасимов, Б.А.Федорович, А.А.Величко, П.А.Каплин, Г.И.Лазуков, В.А.Николаев, С.М.Шик и др., археологи А.П.Окладников, И.К.Иванова, О.Н.Бадер и др., ботаники Н.И.Криштофович, В.Н.Сукачев, В.П. Гричук и М.П.Гричук, почвоведы В.В.Докучаев, Б.В.Полынов,



Г.В.Добровольский и др. Из иностранных исследователей, изучавших четвертичные отложения, следует упомянуть Ж.Агассиса, Э.Б.Брюкнера, А.Пенка, В.Пенка, В.Дэвиса, О.Торрела, Р.Флинта, Дж.Черлсворса, Ж.Шарпантье и др.

Для координации исследований четвертичного периода и четвертичных отложений и объединения ученых разных специальностей в России по инициативе академика В.И.Вернадского в 1927 г. была создана комиссия по изучению четвертичного периода, и первым ее председателем был избран академик А.П.Павлов. В 1928 г. возникла особая Международная организация – Ассоциация по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ), которая позднее была преобразована в Международный союз по изучению четвертичного периода – ИНКВА (сокращенное название от англ. International Quaternary Assosiation); каждые четыре года он организует международные конгрессы. В 1932 г. и в 1982 году такие конгрессы происходили в Москве. В очень многих странах в настоящее время работают институты, комиссии или комитеты по комплексному изучению четвертичного периода и четвертичных отложений.

Четвертичная геология охватывает очень широкий круг вопросов, и в ней можно выделить следующие основные направления: 1) генетическое – выяснение генезиса и условий залегания отложений и обстановки их образования; 2) стратиграфическое – расчленение четвертичных отложений по возрасту и корреляция разрезов отложений различных районов; 3) палеогеографическое и палеоэкологическое – восстановление условий осадконакопления соответствующего времени и экологической обстановки; 4) неотектоническое – изучение проявления тектонических движений на протяжении четвертичного периода и их влияния на формирование четвертичного покрова; 5) прикладное – изучение четвертичных отложений при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, для инженерно-геологических, экологических и гидрогеологических целей, почвоведения и др. При изучении четвертичных отложений всегда используется комплексный подход. Генезис, расчленение по возрасту, выяснение условий образования четвертичных отложений рассматриваются совместно. Во многих случаях исследуются также неотектонические движения, роль которых в формировании четвертичных отложений очень велика, особенно в горах. При решении прикладных задач в четвертичной геологии используются все четыре направления.

### Основные события четвертичного периода

Четвертичный период, несмотря на небольшую продолжительность, является временем важных изменений всей природной обстановки Земли. Активизация тектонических движений привела к усложнению рельефа поверхности Земли. Неоднократные изменения климата вызывали развитие ледниковых покровов и значительные колебания уровня морей и океанов, водности рек; применительно к изменяющимся ландшафтным условиям формировались растительный покров и животный мир Земли. Наиболее важное событие четвертичного периода – появление и развитие человека и его культуры. Все эти события предопределили условия образования четвертичных отложений, их строение и распространение.

#### 2.1. Тектоно-магматические процессы

Несмотря на свою крайне малую продолжительность на фоне всей истории Земли, четвертичный период, как и предшествующие, характеризуется сложной тектоникой, разными по интенсивности и типам тектоническими движениями и процессами магматизма, разными структурными формами.

Четвертичная тектоническая структура в значительной мере унаследована, будучи результатом предшествующей эволюции литосферы и ее приповерхностной части, наиболее важной в отношении условий формирования рельефа и покрова четвертичных отложений. При этом наиболее значима связь четвертичного периода с новейшим (P<sub>3</sub> - Q) тектоническим этапом развития Земли, частью которого он является и особенности которого можно практически полностью отнести к этому периоду. Главная из этих особенностей – глобальная активизация тектоно-магматических процессов, которая

привела к значительному увеличению контрастности рельефа Земли в целом и особенно континентов.

Начавшиеся в позднем палеогене–неогене мощные процессы горообразования и рифтогенеза, которые охватили обширные континентальные области, в том числе развивавшиеся прежде в платформенном режиме, именно в четвертичное время приобрели особо высокую интенсивность и создали современный лик поверхности континентов. Именно на это очень короткое время пришелся мощный импульс воздымания гигантского массива Тибетского плато, Памира и Тянь-Шаня, Алтае-Саянской горной системы, Альпийской цепи горно-складчатых сооружений (Альпы, Карпаты, Кавказ, Гималаи и др.), Андийских поднятий в Южной Америке и Кордильер в Северной Америке. На четвертичный период приходится интенсивный рост нагорий Монголии и Забайкалья, Северо-Востока России, Уральских гор, а также формирование широкого пояса возвышенностей по периферии указанных выше горных поясов.

Одновременно в зонах рифтогенеза – Байкальской, Восточно-Африканской, Красноморской, Северо-Американской – происходит активное формирование прогибов – грабенов с развитием молодого вулканизма.

Заметную тектоническую дифференциацию и общий подъем претерпели в четвертичное время и платформенные территории. Особенно интенсивно эти процессы проявились, например, на Восточно-Сибирской платформе и в Западной Сибири. Именно четвертичные поднятия были причиной регрессии морского бассейна – его ухода с обширных пространств Западной Сибири.

Четвертичные движения и созданные ими тектонические формы во многих случаях оказываются несогласными относительно палеозойских и мезозойских структур. Это особенно касается платформенных прогибов – синеклиз. Например, в четвертичной структуре на поверхности и в рельефе совсем исчезла обширная Московская синеклиза, а на ее месте сформировался ряд относительно небольших поднятий и впадин. В зоне сопряжения Русской плиты и Балтийского щита, захватывая значительную часть последнего, в четвертичное время началось формирование впадины Балтийского моря, вызванное, как предполагают, процессами рифтогенеза.

Подобные примеры структурных и геоморфологических перестроек и новообразований, связанных с новейшим тектоническим этапом в целом или только с четвертичным периодом, характерны практически для всех других континентальных областей.

Активные тектонические и связанные с ними магматические, сейсмические и другие процессы происходили в четвертичное время в пределах морских бассейнов и океанических пространств, с которыми, согласно концепции тектоники литосферных плит, в значительной мере связаны основные источники и механизмы тектонических движений и деформаций земной коры. Это, прежде всего, развитие глобальной системы срединно-океанических поднятий с рифтовыми грабенами вдоль них и интенсивным вулканизмом. Это также пододвигание (субдукция) океанической литосферы под континенты, сопровождающееся активными деформациями и подъемом краевых зон этих континентов, образованием островных дуг с интенсивным вулканизмом и высокой сейсмичностью, глубоководных желобов и окраинных морей (Охотского, Японского и т.п.).

Интенсивные тектоно-магматические процессы с глубокими преобразованиями рельефа, с вулканизмом и землетрясениями происходят в настоящее время в области современного Средиземноморья и Причерноморья. Они объясняются закрытием океана Тетис, столкновением (коллизией) Евразийской литосферной плиты с Африканской и Аравийской плитами и формированием покровно-складчатых структур Альпийского пояса. С этими процессами связаны многие драматические события античных государств и культур: гибель Мinoisкого царства, охватывавшего Эгейский бассейн и часть материковой Греции и отождествляемого с Атлантидой Платона, которая произошла в 1400 году до н. э. в результате грандиознейшего взрыва вулкана Санторин, а также гибель Помпеи и Геркуланума от извержения Везувия в 79 г.н. э.

Тектонические движения и деформации земной коры с разной интенсивностью продолжают в настоящее время и фиксируются практически повсеместно в виде прямых или косвенных проявлений. Это, например, горизонтальные смещения по разломам со скоростью, достигающей 11 см/год по Северо-Анатолийскому сдвигу в Турции, 5 см/год по сдвигу Сан-Андреас в Северной Америке, до 1,5 см/год по Таласо-Ферганскому сдвигу на Тянь-Шане. Измерения ме-

годами космической геодезии показывают, что современное раскрытие Атлантики с удалением Северной Америки от Европы происходит со скоростью до 1,5 см/год. Гавайские острова сближаются с Австралией со скоростью до 9 см/год, а их относительное движение в сторону Азиатского континента происходит и того быстрее (до 12 см/год). Сокращение земной коры в результате ее субгоризонтального сжатия и смятия на Тянь-Шане происходит со скоростью до 2 см/год, на Кавказе до 1,7 см/год. При этом горы поднимаются со скоростью до 12-15 мм/год. Вертикальная составляющая тектонических деформаций земной коры частично компенсируется эрозионно-денудационным понижением поднятий или аккумулятивным повышением поверхности впадин.

Широкое проявление на Земле современного вулканизма и сейсмичности свидетельствует о современной активности тектоно-магматических процессов.

Тектонические движения приводили и приводят к значительным деформациям земной поверхности, распределению поднятых и опущенных блоков, к перестройке речных сетей и изменению их эрозионно-аккумулятивной активности, к изменению очертаний и положения береговых линий. Они же приводили к крупным преобразованиям климата. Например, чрезвычайно стремительное воздымание Тибета и Гималаев вызвало резкое перераспределение воздушных потоков, создало преграду на пути теплых и влажных муссонов и обусловило резкое иссушение и охлаждение обширных областей Центральной и Северной Азии.

Тектоническое поднятие многих горных сооружений до уровня хionoсферы, где преобладают отрицательные температуры, явилось, наряду с глобальными климатическими изменениями, мощным фактором развития горного оледенения, в том числе в очень низких широтах.

Все вышесказанное свидетельствует о большой роли тектонических факторов в определении направленности и режима многих геологических процессов в течение четвертичного периода.

## **2.2. Изменения климата**

Климат на протяжении кайнозоя в общем ухудшался и становился холоднее. Уже в начале неогена Антарктида покрылась льдом, что

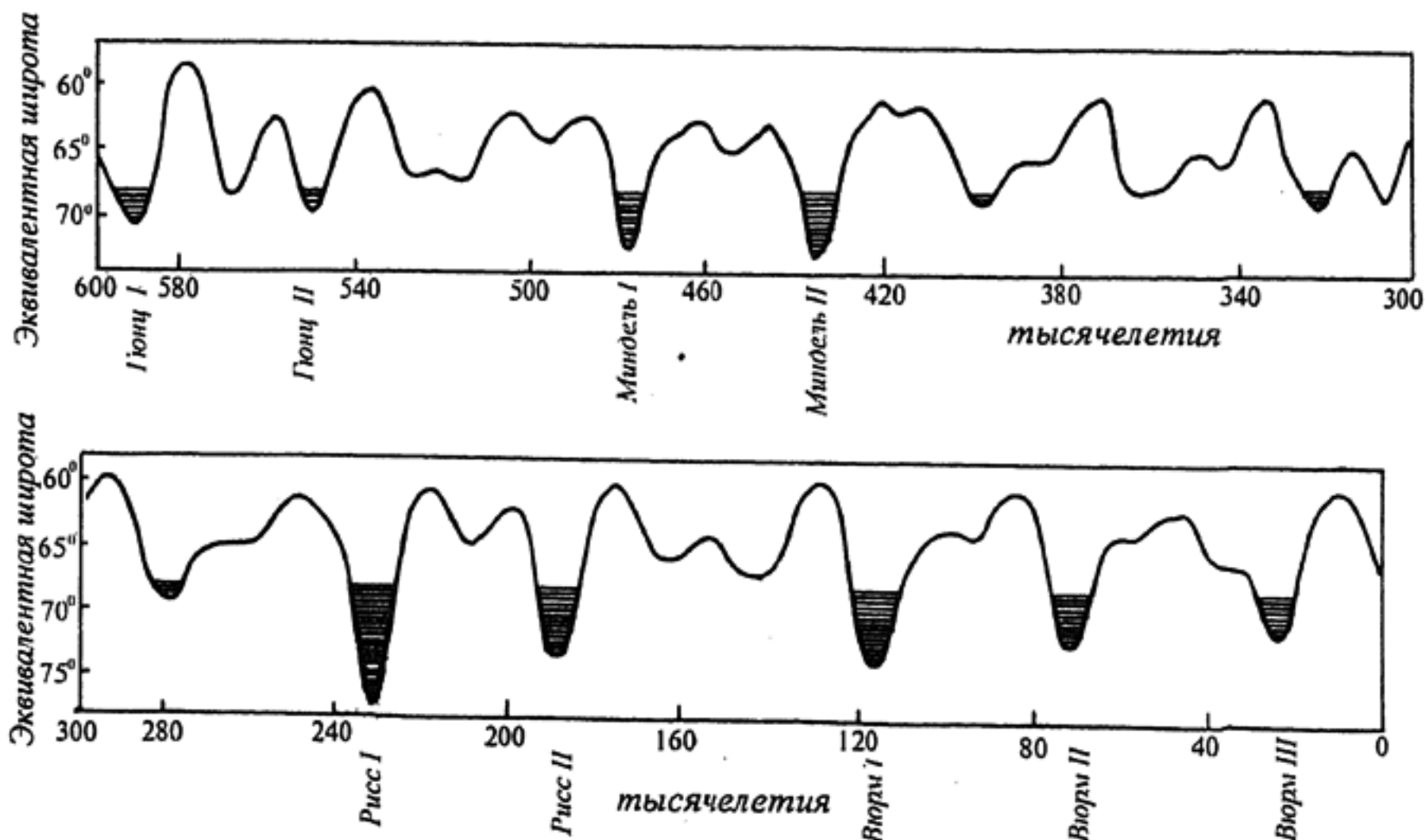
также усилило общее похолодание климата Земли. Для четвертичного периода характерны периодические изменения климата. Глобальные похолодания приводили к развитию мощных покровных оледенений. Поверхность Земли, особенно в высоких широтах, неоднократно покрывалась мощными ледниками. Ледниковые эпохи сменялись межледниковыми, когда климат становился теплым, и ледниковые покровы таяли. Последняя ледниковая эпоха закончилась 10–12 тыс. лет назад, и современный климат Земли является межледниковым.

**Причины изменений климата.** Существует множество гипотез, объясняющих изменение климата Земли. Одни из них связывают смену климатов с внеземными космическими причинами, другие гипотезы объясняют климатические изменения свойствами самой Земли как планеты, или событиями, происходящими на ней.

Глобальные и периодические изменения климата Земли, в первую очередь, связываются с неодинаковым поступлением солнечного тепла на ее поверхность. Это может быть вызвано изменением солнечной активности, отчего зависит количество радиации, а следовательно и тепла, достигающего до Земли. При увеличении излучающей способности Солнца растет интенсивность солнечной радиации и температура земной поверхности повышается. В настоящее время известны различные по продолжительности циклы изменения солнечной активности, наименьший из которых равен 11 годам. Так как положение Земли по отношению к Солнцу периодически изменяется, это приводит к перераспределению солнечного тепла на ее поверхности во времени.

Для Земли свойственны периодические изменения формы земной орбиты (эксцентриситета), наклона земной оси к плоскости ее орбиты (эклиптики) и ориентировки земной оси в пространстве. Продолжительность периодов изменений этих параметров равна соответственно 90000, 40000 и 21000 лет.

При движении Земли вокруг Солнца изменение каждого указанного параметра оказывает существенное влияние на количество солнечного тепла, поступающего на различные участки земной поверхности. Их суммарное влияние было исследовано югославским ученым М.Миланковичем, который рассчитал и построил результирующую кривую изменения количества солнечного тепла, поступающего на Землю, в зависимости от изменения всех параметров



**Рис. 1.** Вековой ход летних сумм радиации под  $65^{\circ}$  с.ш. (по М. Миланковичу).

Наименьшие значения, показанные штриховкой, соответствуют эпохам оледенений (гюнц, миндель, рисс, вюрм)

за интервал времени в 600000 лет. Эта кривая хорошо согласуется со временем основных оледенений северного полушария Земли (рис. 1).

Изменения климата Земли в целом, вызванные космическими или глобальными причинами, усиливаются влиянием процессов, происходящих на Земле. Так, тектонические движения ведут к увеличению высоты поверхности материков и росту гор. Увеличение высоты суши над уровнем моря на 100 м вызывает похолодание в среднем на  $0,6^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, в постоянно растущих горах температура должна была понизиться на несколько градусов. Некоторые ученые связывали оледенения только с ростом гор, но поднятия гор не объясняют множественность оледенений и их периодичность. В настоящее время горы продолжают расти, а оледенение сокращается.

Расширение поверхности материков и изменение их очертаний также влияет на изменение климата. В северной части Атлантического океана в четвертичное время возник подводный порог, резко уменьшивший приток теплых вод Гольфстрима на север. Северный Ледовитый океан стал более изолированным, а его ледяная поверхность стала самостоятельным фактором охлаждения. Согласно кон-

цепции Брукса, достаточно начального понижения среднегодовой температуры на полюсах всего на  $1/3^\circ \text{C}$ , чтобы вызвать цепное понижение температуры в высоких и средних широтах и появление ледников в полярной зоне.

Таким образом, климат Земли и его изменения определяются взаимодействием многих факторов, как глобальных (изменение солнечной активности и параметров движения Земли вокруг Солнца), так и региональных (тектонические движения).

В последнее время на изменение климата отдельных регионов Земли влияет техногенный фактор. Под его воздействием меняется химический состав земной атмосферы, что вызывает изменение количества солнечной радиации, поступающей на Землю, и наземного тепла, уходящего в атмосферу. Так, увеличение концентрации водяного пара, углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ), метана ( $\text{NH}_4$ ), закиси азота ( $\text{NO}$ ) в атмосфере Земли препятствует излучению земного тепла, вследствие чего создается парниковый эффект: общее потепление и увлажнение климата. Если в геологическом прошлом основное количество  $\text{CO}_2$  в атмосферу поступало в результате вулканической деятельности, то в течение последних двух столетий и особенно во второй половине XX века рост концентрации углекислого газа в атмосфере связан с деятельностью человека, сведением лесов и сжиганием ископаемого топлива. С конца XVII в. содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере увеличилось почти на 30%. Существенную роль в увеличении парникового эффекта имеют новые газы — фреоны и фторхлоруглероды. С конца 50-х годов они стали широко применяться в промышленном производстве, и их концентрация в атмосфере увеличивается каждый год на 5–10%. Из-за парникового эффекта средняя температура Земли за прошедшее столетие повысилась на полградуса, а в высоких широтах на  $1,2\text{--}1,5^\circ \text{C}$ .

Однако парниковый эффект ослабляется в результате загрязнения атмосферы, уменьшения ее прозрачности. Запыленность атмосферы приводит к отражению солнечной радиации и способствует передаче земного тепла в космическое пространство, что ведет к похолоданию.

Анализ периодичности изменений климата четвертичного периода позволяет прогнозировать изменение климата в будущем.



## 2.3. Эвстатические колебания уровня океанов и морей.

Во время оледенений температура воздуха понижается, увеличивается количество осадков, выпадающих в виде снега, реки замерзают, уменьшается количество воды, поступающей в океан. Консервация воды в ледниках вызывает ее дефицит в Мировом океане. В результате во время оледенений уровень океанов и морей понижается – наступает регрессия. Во время таяния льда уровень океана повышается – наступает трансгрессия. Поскольку оледенения чередовались с потеплением климата, уровень океана все время изменялся, понижался в ледниковые эпохи и повышался в межледниковые (рис. 2). Такие изменения уровня океана, связанные с климатическими колебаниями, называются *эвстатическими*.

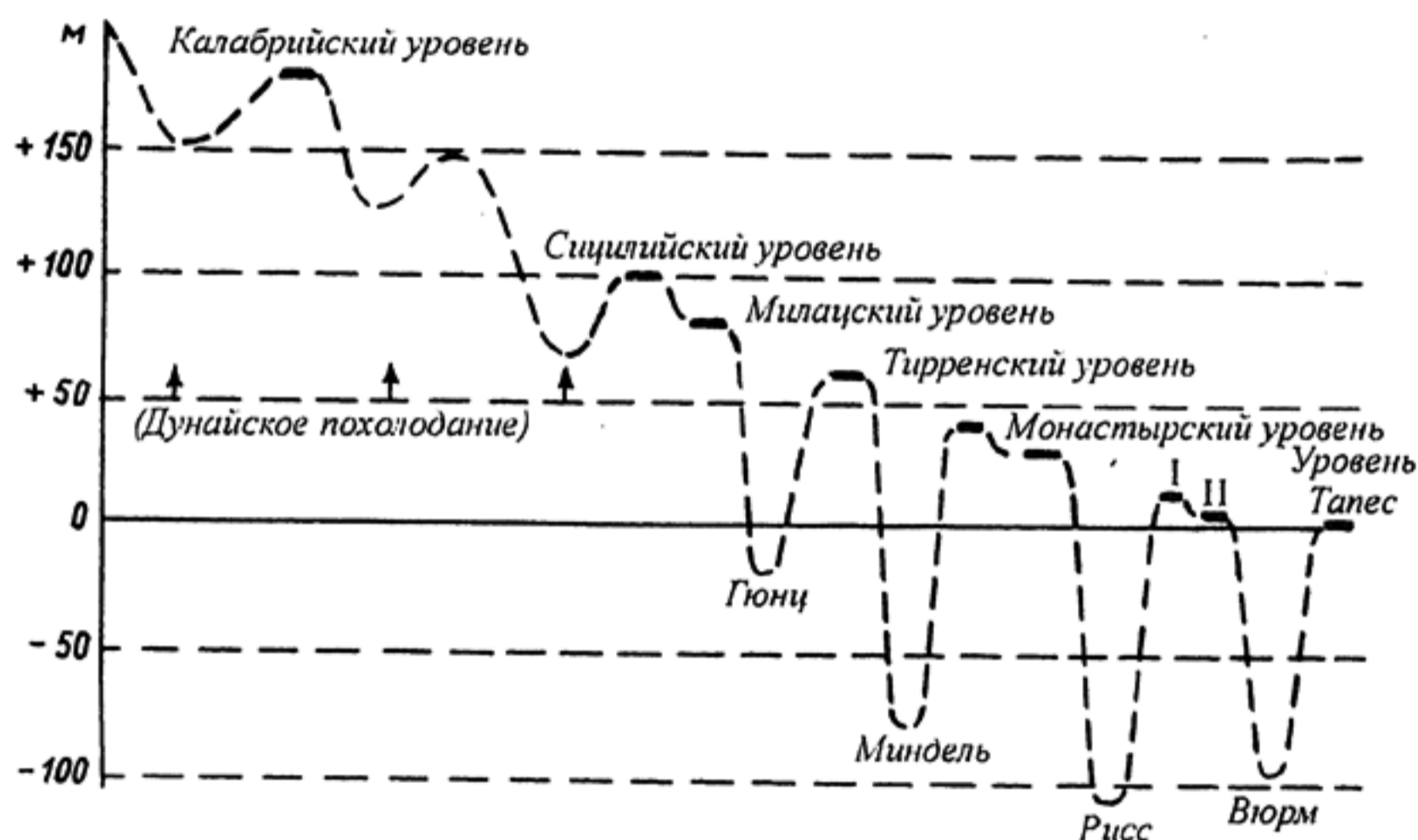


Рис. 2. Кривая изменения уровня океана в четвертичном периоде по данным изучения террас Средиземного моря (по Ф. Цейнеру).

Понижения уровня (регрессии) совпадают с эпохами оледенений (гюнц, миндель, рисс, вюрм), а повышение уровня (трансгрессии) соответствуют межледниковьям (приведены итальянские названия уровней моря)

Наиболее изучены колебания уровня морей и океанов за последние 17–20 тыс. лет. Во время последнего оледенения понижение уровня морей и океанов составило 80–130 м. Прежняя береговая линия в виде затопленных пляжей, песчаных береговых валов, кос, аб-

разионных уступов, лагун, лиманов, речных дельт прослеживается во многих морях под водой на этих глубинах. С затопленной береговой линией связаны подводные продолжения русел рек.

Следы трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня океанов, связанных с более древними ледниковыми и межледниковыми эпохами, обнаружить пока трудно. Однако расчеты, произведенные Г.Н.Назаровым, основанные на подсчете объемов льда, существовавших в начале и середине четвертичного периода, показывают, что для их образования необходимо количество воды, способное понизить уровень океана на 270 м, т.е. на такой глубине могут находиться древние береговые линии. Некоторые исследователи приводят еще большие цифры. Со времени последнего оледенения уровень морей, связанных с океанами, постоянно повышается. Молодые береговые линии обнаружены на глубинах 50, 40, 30, 20 м. Они образовались от 12 до 8 тыс. лет назад. Около 5 тыс. лет назад уровень океана достиг современного положения, и море вторглось в устья рек и понижения рельефа, образовав заливы и эстуарии. Позже уровень упал на 1–2 м, и это его положение фиксируется затопленными в настоящее время древними античными постройками III–II в до н.э. В дальнейшем уровень морей постепенно поднялся до его современного положения.

Эвстатические колебания уровня океанов и морей на отдельных участках побережья осложняются влиянием тектонических движений – поднятием или опусканием. На поднимающихся берегах образуется лестница террас, находящихся на различной высоте. Их возраст самый различный – от раннего плейстоцена до голоцена. В настоящее время поднимаются берега Скандинавии и Кольского полуострова, Восточной Сибири, Камчатки и др. В то же время побережья Прибалтики, Западной Сибири и др. испытывают опускания. Хорошо известно катастрофическое опускание голландских берегов в Зап. Европе, где уровень моря в связи с этим повышается на 4 см в столетие.

На повышение уровня океана влияет потепление климата, происходящее вследствие парникового эффекта. За последние 100 лет он повысился в среднем на 12 см. Согласно современному прогнозу, к 2100 году уровень моря вследствие потепления климата может подняться еще на 0,5–1 м. Если же предположить, что весь материковый лед Антарктиды и Гренландии, в котором содержится 24 млн.км<sup>3</sup> воды, растает, то уровень океана поднимется на 66,3 м.

## 2.4. Гляциоизостазия

С оледенением связаны вертикальные движения земной коры, вызванные нарушением ее изостатического равновесия, — *гляциоизостазия*. Под тяжестью льда во время оледенения земная кора прогибается. Таяние ледников приводит к снятию нагрузки и изостатическому поднятию земной коры. С учетом упругости и пластических свойств пород, слагающих земную кору, опускание земной поверхности под ледниковым покровом должно быть, по подсчетам М. Рудзского, равным одной трети мощности льда. На этом основании было рассчитано, что при мощности льда в 3 км Фенноскандия в четвертичном периоде опускалась на 830 м. Это согласуется с данными по Антарктиде, которая под мощностью льда в 3–4 км в настоящее время прогнута на 900–1000 м. Механизм указанных движений земной коры связан с перераспределением (течением) материала в верхней мантии (рис. 3), вызывающим поднятие участков, прилежащих ко льду.

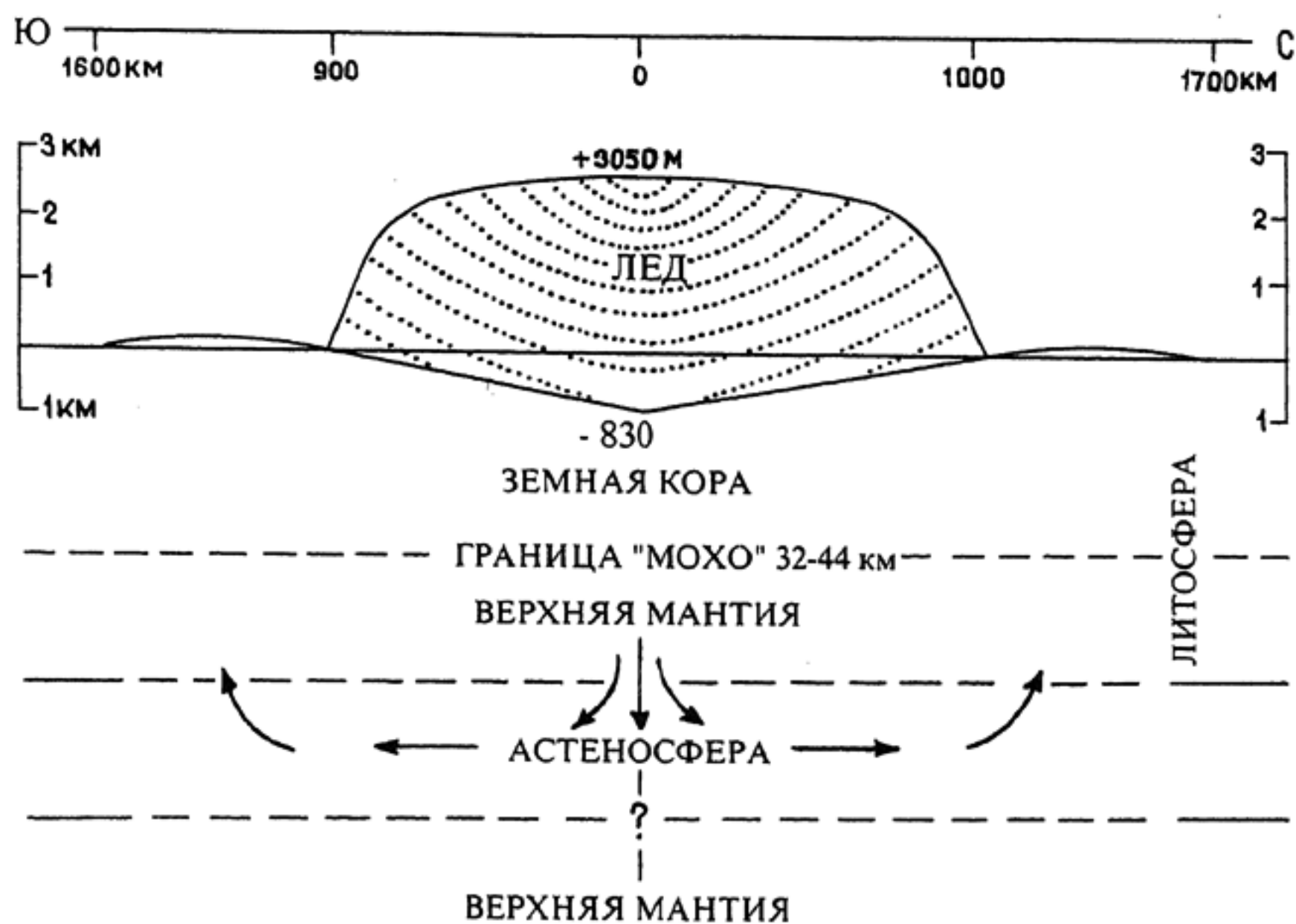
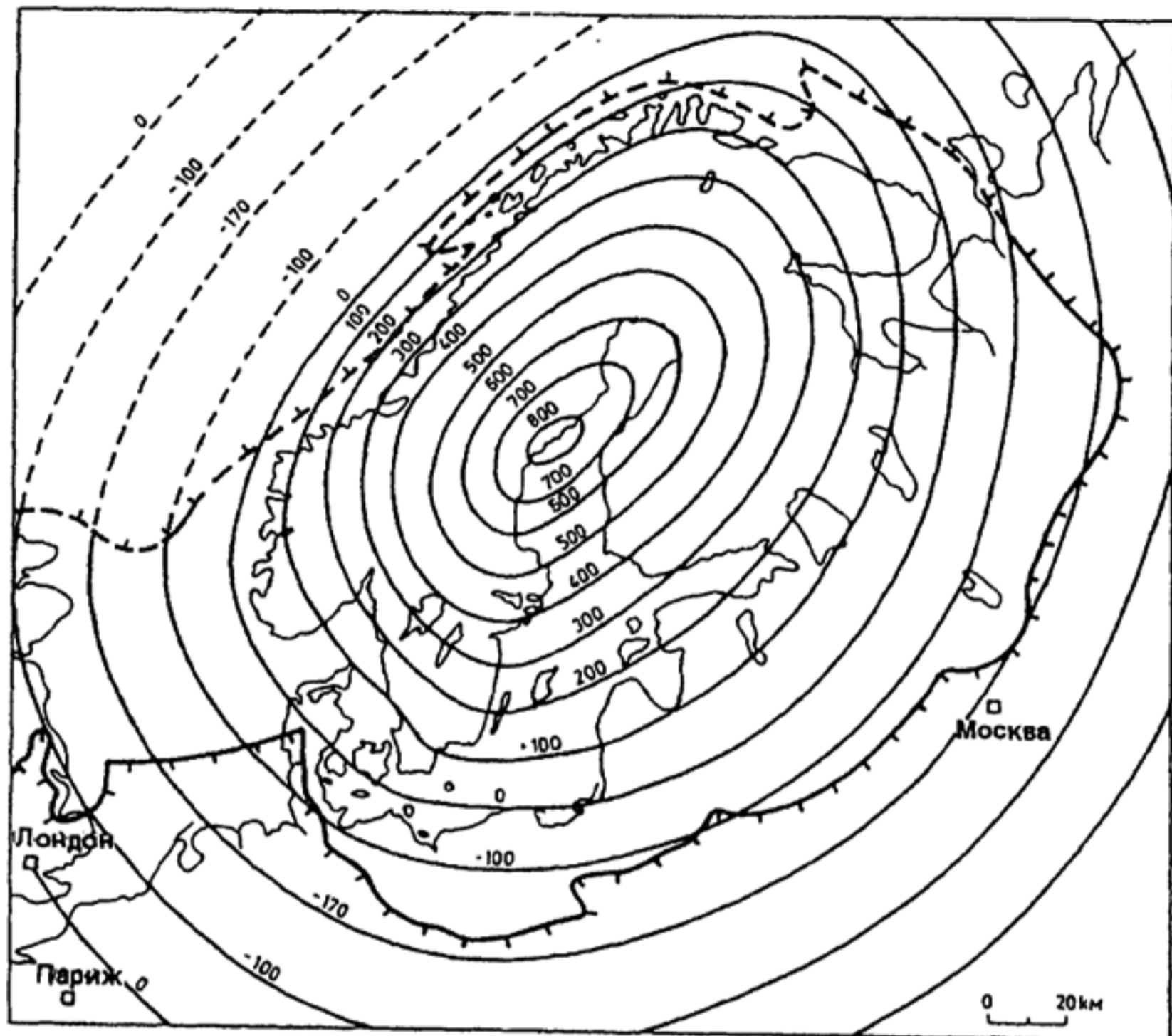


Рис. 3. Модель гляциоизостатических деформаций поверхности Фенноскандии (по Н.-А. Мёрнеру)



**Рис. 4.** Изолинии современных абсолютных величин изостатических поднятий Фенноскандии и примыкающей территории после таяния последнего ледникового покрова. Его границы показаны линией со штрихами (по Н.-А. Мёрнеру)

Гляциоизостатические движения характерны для районов, бывших главными центрами древних материковых оледенений северного полушария – Скандинавского и Канадского щитов. Скорость изостатических поднятий неравномерна: непосредственно после таяния льда она достигает 5–6 см/год, затем уменьшается до 1–2 см/год. Современное поднятие Фенноскандии оценивается в 9 мм/год. Общая картина вертикальных изостатических движений земной коры этой области, произошедших за последние 10 тыс. лет после таяния последнего (валдайского) ледникового покрова, представлена на рис. 4. Считается, что эти движения еще не компенсировали эффект предшествующей ледниковой нагрузки.

## 2.5. Развитие флоры в четвертичном периоде

На протяжении всего кайнозоя, а в четвертичном периоде особенно, развитие флоры шло таким образом, что постепенно вымирали теплолюбивые виды, сокращались ареалы их распространения, появлялись формы, свойственные умеренному и холодному климату. Лесная растительность уступала место степной, а на севере – тундровой. При этом уменьшалась роль восточноазиатских и североамериканских теплолюбивых форм, и увеличивалось количество европейских и сибирских элементов. Резкие колебания климата приводили к постоянному изменению растительности на больших территориях.

В межледниковые теплые эпохи более широко распространялась лесная растительность. Лесные зоны подступали к берегам северных морей. Тундра в Европейской части России, вероятно, полностью исчезала, а в Азиатской части сокращалась по площади. Уменьшалась и площадь степной зоны. Климат был океанический, менее континентальный, чем современный, а в Сибири умеренный. В лесной зоне преобладали ель и пихта. В умеренных широтах были распространены широколиственные леса с грабом, дубом, вязом, липой. В фазу наибольшего потепления в составе лесов появлялись теплолюбивые формы – бук, граб, тис и другие, ныне произрастающие в Средиземноморье.

В ледниковые эпохи с похолоданием климата все зоны вновь смещались к югу: появлялась тундра, южнее отступали леса и другие зоны. На территориях, непосредственно примыкавших к ледниковым покровам, развивалась своеобразная растительность, аналогов которой в современном растительном мире нет. Ее называют *перигляциальной*. Характерные особенности этой флоры – сочетание лесных (сосна, береза, лиственница и др.), тундровых (карликовые березы, полярные ивы и др.), степных и даже пустынных (эфедра, полынь и др.) форм. Такой состав растительности указывает на холодный и сухой континентальный климат.

Для последнего отрезка четвертичного периода – голоцена характерен довольно пестрый состав растительности из-за контрастности местных условий. В горах сформировалась высокогорная флора.

## 2.6. Развитие животного мира в четвертичном периоде

Четвертичный, в том числе современный, животный мир сформировался из исходной фауны – гиппарионовой, обитавшей в неогене на обширных пространствах Европы, Северной Америки и Африки. Кроме ее основного представителя – трехпалой лошади, или гиппариона, – в нее входили газели, жирафы, олени, носороги, саблезубые тигры, мастодонты и др.

В конце неогена и в течение четвертичного периода в связи с ухудшением климатических и физико-географических условий фауна млекопитающих претерпела значительные изменения. Преобладающим был процесс вымирания многих, главным образом теплолюбивых, животных. Распространялись холодоустойчивые мамонт, овцебык, северный олень, а оставшиеся формы старались приспособиться к новым неблагоприятным природным условиям и ландшафтам. Так, у слонов и носорогов появился волосяной покров (мамонт, шерстистый носорог); в связи с более грубой и жесткой пищей у некоторых животных – слонов, бизонов, лошадей и др. – изменился зубной аппарат и т.д. Ареалы животных на протяжении четвертичного периода испытывали сложные изменения, связанные с формированием ландшафтных зон.

В позднем плейстоцене (80 тыс. лет назад) достигла расцвета мамонтовая фауна, обитавшая на обширных пространствах Европы, Азии и Сев. Америки (рис. 5) в условиях холодного, сухого и мало-снежного климата арктических и субарктических пространств.

В послеледниковое время (10 тыс. лет назад) произошли резкие изменения в составе фауны. В результате потепления и увлажнения климата вымерли мамонты, а вместе с ними многие другие крупные животные. Так, в Сев. Америке вымерло 33 из 45 родов животных, в Австралии – 15 из 16, в Европе – 7 из 23 родов. У многих животных (овцебыки, северные олени, песцы, сайгаки и др.) сократились ареалы распространения. Скорость вымирания крупных млекопитающих увеличилась с усилением деятельности человека. Голоценовая – современная – фауна Евразии представляет собой обедненную и перераспределенную по новым ландшафтным зонам прежнюю фауну плейстоцена.

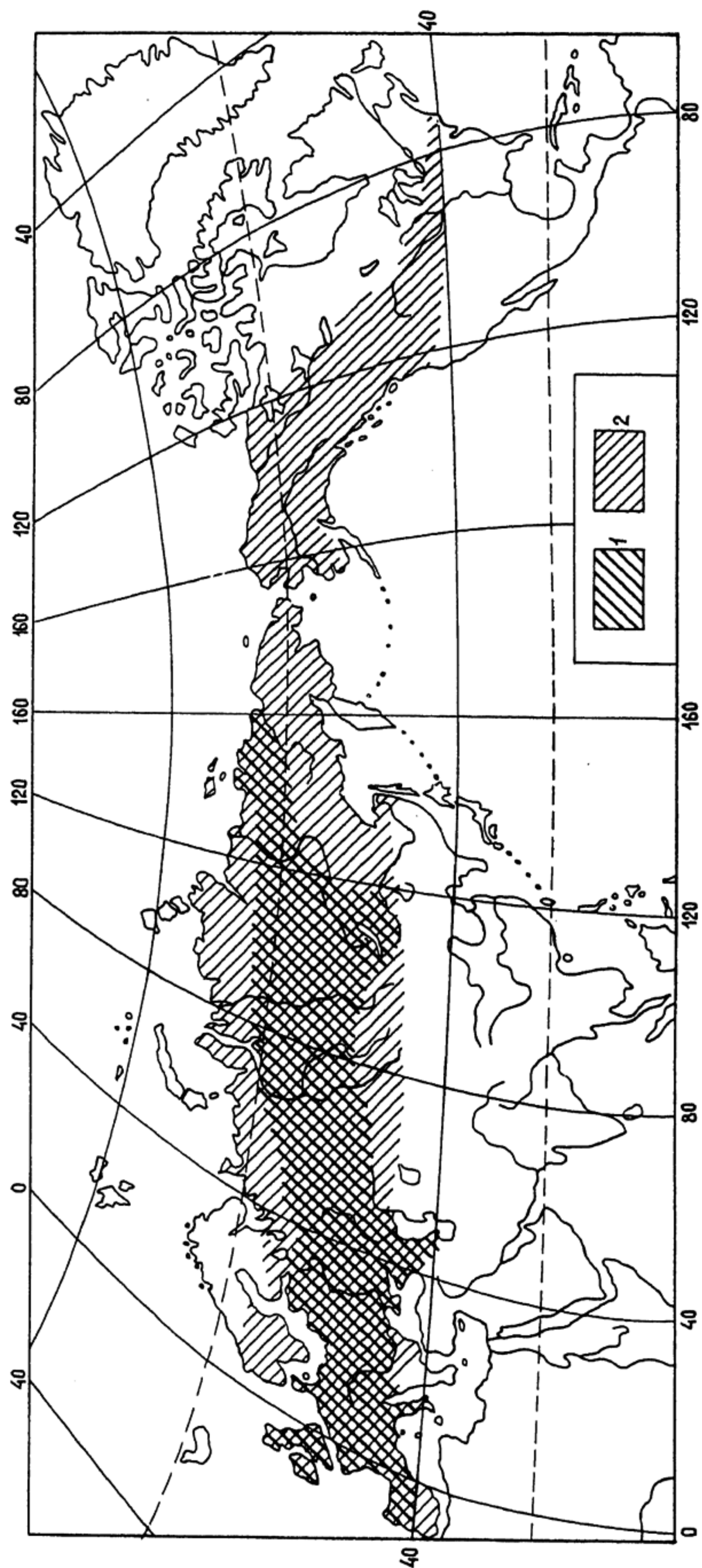


Рис. 5. Области распространения мамонта (1) и шерстистого носорога (2) (по К.К.Флерову)

## 2.7. Основные этапы развития человека

Одной из важнейших особенностей четвертичного периода является появление и развитие человека, человеческого общества, его материальной и духовной культуры. Вопрос о времени происхождения человека до настоящего времени окончательно не решен. Первые человекообразные обезьяны, так называемые *рамапитеки*, обитавшие в Индии, появились 8–14 млн. лет назад, т.е. еще в миоцене. Около 5 млн. лет назад в Южной и Восточной Африке появились *австралопитеки* или южные обезьяны. Освоив прямохождение, они жили уже на открытых пространствах. По всей вероятности, именно от австралопитеков около 3 млн. лет назад появились представители рода гоминид – *Homo habilis* (“человек умелый”), начавшие изготавливать самые примитивные каменные орудия. Известное местонахождение остатков “человека умелого” было открыто английским ученым Л.Лики в 1931 г. в Восточной Африке в Олдувейском ущелье, находящемся в районе оз. Танганьика.

Остатки ископаемого человека чрезвычайно редки. Гораздо чаще сохраняются следы его обитания и деятельности, так называемые *культурные остатки*. Это прежде всего каменные или костяные орудия, кости различных животных и раковины моллюсков, употреблявшихся в пищу, кострища в виде золы или древесного угля. Поселения древнего человека сначала представляли временные стоянки, стойбища, часто использовались пещеры, позднее появились жилища. О том, как происходило развитие и становление человека, можно судить по типу и форме изготавливавшихся им орудий труда.

Первый самый длительный (около 2 млн. лет) этап развития человека связан с изготовлением каменных орудий. Поэтому он называется *каменным веком* и охватывает почти весь четвертичный период. В нем выделяются несколько эпох – археолит, палеолит, мезолит и неолит. *Археолит* продолжался не менее 1 млн. лет. Он характеризуется развитием галечной (олдувейской) культуры, о которой можно судить по орудиям: они представляли просто расколотые или грубо односторонне оббитые гальки (рис.6).

*Палеолит* охватывает время от 650 тыс. до 13 тыс. лет тому назад. В течение палеолита человек прошел все стадии своего развития – от человекообразной обезьяны до современного “человека разумного”

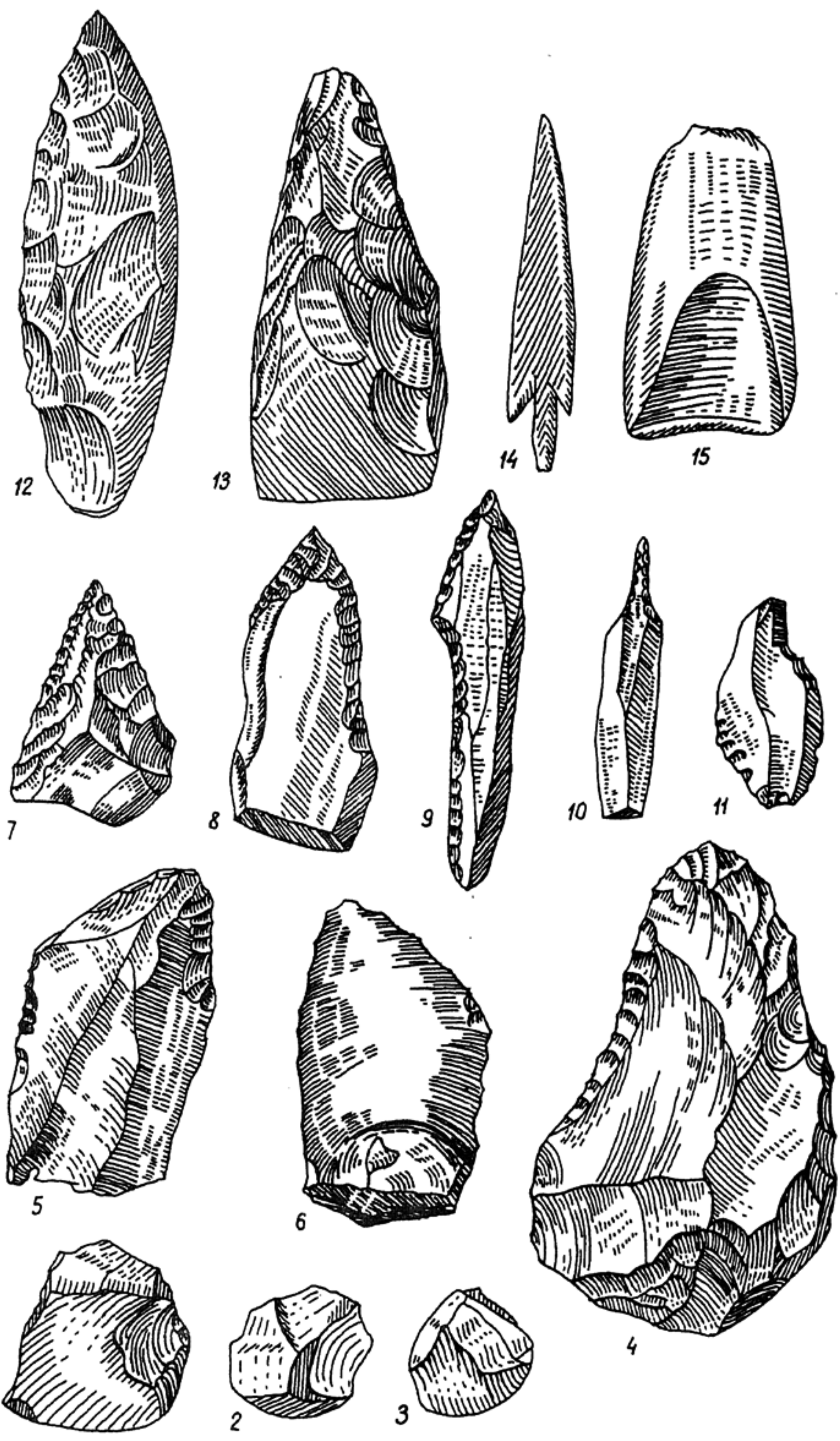


(*Homo sapiens*). Древнейшие люди – *архантропы* (питекантропы, синантропы, атлантропы, гейдельбергский человек) жили в период от 650 до 350 тыс. лет назад. Это время называется *ранним* палеолитом. Питекантропы изготавливали грубые двусторонне оббитые каменные орудия – ручные рубила (так называемая шелльская культура). Синантропы и гейдельбергский человек добывали огонь и изготавливали более разнообразные орудия (ашельская культура). Единичные находки архантропов известны на острове Ява, в Европе, Китае и Алжире.

Более прогрессивные по своему развитию – *палеоантропы* появились 350 тыс. лет назад в *среднем* палеолите. Представителями палеоантропов являются неандертальцы. Расцвет их приходится на теплое межледниковье 130–70 тыс. лет тому назад. Они расселились далеко на север. Костные остатки неандертальцев известны во Франции, Германии, Испании, в Крыму и др. Неандертальцы были носителями мустьерской культуры, типичным признаком которой была сколовая техника изготовления орудий. Орудия изготавливались из специально сколотых от камня острых обломков – отщепов, превращавшихся в остроконечники, скребла, ручные рубила, ножи.

В конце палеолита 35–40 тыс. лет назад появились *неоантропы*, близкие к современным людям – *Homo sapiens*. Началась эпоха *позднего* палеолита, охватившая время последнего оледенения. В это время изменился способ обработки камня. Кроме скалывания применялась отжимная техника, благодаря которой появились каменные ножи, резцы, скребки, наконечники для дротиков. Для производства орудий использовались кости и рога животных, из которых изготавливались иглы, гарпуны. Появилось искусство, сначала скульптура, в виде статуэток из бивней мамонта и др. животных, а затем и наскальная живопись. Первые наскальные рисунки известны из Африки. Позднее они появились в Западной Европе, а затем в Австралии и Америке. В целом позднепалеолитическая культура хорошо изучена. В археологии в ней принято выделять несколько стадий ее развития: ориньяк, солютре, мадлен, азиль (французские названия местоположения памятников).

13–9 тыс. лет назад палеолит сменился *мезолитом*. Для него характерна вставная техника изготовления орудий, при которой в деревянную или костяную основу вставлялись острые осколки кремня,



← **Рис. 6.** Древние каменные орудия (по В.И.Громову).

Олдувейская культура: 1 - рубило, 2,3 - скребла; нижний палеолит (шелль, ашель): 4 - рубило, 5,6 - пластины; средний палеолит (мустье): 7,8 - остроконечники; верхний палеолит: 9,10 - проколки, 11 - наконечник; мезолит: 12 - наконечник копья, 13 - топор; неолит: 14 - наконечник стрелы из кости, 15 - долото

образующие режущее лезвие. Появились крючки, а также лук и стрелы, что свидетельствует о развитии рыболовства и охоты.

Последней эпохой каменного века является *неолит*, переход к которому происходил в разных областях неодновременно от 9 до 6 тыс. лет назад. Для него были характерны техника сверления и шлифовки (полировки) при изготовлении каменных орудий, появление глиняной посуды и керамики. Наряду с рыболовством и охотой, развивалось скотоводство и земледелие.

Около 6 тыс. лет назад начался медно-каменный век – *энеолит*, когда в наиболее развитых странах появились первые медные орудия. На границе между 4–3 тыс. лет от наших дней были открыты сплавы меди и олова и осуществился переход к эпохе *бронзы*. *Железный век* около 3–2,5 тыс. лет назад положил начало прогрессивному развитию человеческой культуры и общества. Современный век – это век электричества, атомной энергии, космических связей, информационных систем.

# Часть II

## Генетические типы четвертичных отложений

### Глава 3

#### Понятие о генетических типах и фациях четвертичных отложений

##### 3.1. Особенности строения четвертичных отложений.

Четвертичные отложения имеют целый ряд особенностей, отличающих их от более древних отложений. Прежде всего это **повсеместное распространение**. Четвертичные отложения распространены как на поверхности суши, так и на дне морей и океанов. Они отсутствуют только на крутых скальных выходах коренных пород в горах. Относительная кратковременность формирования четвертичных отложений служит причиной того, что почти все они, за исключением ряда вулканогенных образований и отдельных сцементированных осадочных отложений, являются **рыхлыми**. Характерна быстрая изменчивость отложений по площади и **пестрота** их литологического состава. При сравнительно высокой скорости осадконакопления **мощность** четвертичных отложений **не велика** и обычно измеряется метрами или первыми десятками метров. Она увеличивается до 200-300 и более метров на участках интенсивной аккумуляции, чаще всего связанной с тектоническими движениями – прогибаниями.

Важной особенностью четвертичных отложений, отличающей их от более древних, является их непосредственная **связь с рельефом**. Накопление четвертичных отложений и формирование рельефа земной поверхности под воздействием эндогенных и экзогенных процессов являются неразрывными. Четвертичные отложения слагают разнообразные аккумулятивные формы рельефа, причем, чем моложе отложения, тем лучше сохранность коррелятивных форм рельефа.

Четвертичные отложения не всегда образуют правильную последовательность в напластовании, при которой древние отложения перекрываются более молодыми. Очень часто имеет место **присложение** или **вложение** молодых отложений в древние, так что последние оказываются гипсометрически выше молодых. Это связано с постоянным циклическим проявлением процессов денудации и аккумуляции, зависящих от изменений климата и тектоники.

### **3.2. Генетические типы и фации четвертичных отложений.**

Определение происхождения или генезиса отложений является одной из основных задач четвертичной геологии. Именно генезис четвертичных отложений определяет их инженерно-геологические, гидрогеологические и другие свойства, перспективы нахождения в них различных полезных ископаемых, развитие почвенного покрова и формирование рельефа земной поверхности. Смена в разрезах отложений различного генезиса позволяет делать выводы об изменении обстановки осадконакопления, обычно связанной с чередованием холодных и теплых, или влажных и сухих климатических эпох. На этом основан один из ведущих методов возрастного расчленения четвертичных отложений – климатостратиграфический. Для подразделения четвертичных отложений по происхождению нужна их классификация, основанная на выделении ведущих факторов их образования.

Основа генетической классификации четвертичных отложений в России создана А.П. Павловым. Им разработано учение о генетических типах континентальных осадочных образований. По А.П. Павлову, *генетический тип* – это отложения, сформировавшиеся в результате деятельности определенных геологических агентов: воды, ветра, льда и др. Большой заслугой А.П. Павлова является то, что он впервые ввел в классификацию генетических типов делювий – отложения, образующиеся в результате плоскостного смыва, и пролювий – отложения, сформированные временными потоками при выходе из гор. Он же уточнил определения ледниковых, аллювиальных и элювиальных образований, выделенных еще в конце прошлого столетия.

Дальнейшее развитие учения о генетических типах четвертичных отложений получило в трудах отечественных исследователей: Л.С.Берга, Г.И. Горецкого, В.В. Докучаева, В.И. Елисеева, А.В. Кожевникова, Н.П. Костенко, Г.Ф. Крашенинникова, Ю.А. Лаврушина, Н.И. Николаева, Н.М. Страхова, А.А. Чистякова, Е.В. Шанцера, С.А. Яковлева и ряда других. Разработанная Е.В. Шанцером (1966) генетическая классификация континентальных четвертичных отложений принята в нашей стране и используется до настоящего времени. Морские генетические типы четвертичных отложений изучались и классифицировались О.К.Леонтьевым, А.П.Лисициным, И.О.Мурдмаа, В.Т.Фроловым, Ф.А.Щербаковым и др.

Рассматривая содержание понятия “генетический тип”, Е.В.Шанцер подчеркивает, что этот термин нельзя рассматривать, как категорию чисто литологическую. К одному генетическому типу могут относиться осадки резко отличающиеся друг от друга динамикой накопления и литологическим составом. Например, аллювиальный генетический тип объединяет русловой, пойменный и старичный аллювий, среды осадконакопления которых и состав различны. Однако они все входят в генетический тип аллювия, образующегося в результате деятельности речных водных потоков. К генетическому типу надо относить отложения, связанные с исторически обусловленными естественными сочетаниями процессов денудации, транспорта продуктов денудации и осадконакопления. В соответствии с этим Е.В.Шанцер предложил следующее определение: *“Генетический тип отложений – это совокупность осадочных или вулканогенных накоплений, возникающих в ходе одной из наблюдаемых в природе своеобразных по динамике развития форм аккумуляции, особенности которой определяют общность главных черт их строения, как закономерных сочетаний (парагенезов) определенных осадков и горных пород”*. Типичными примерами генетических типов являются указанные выше аллювий, делювий, пролювий и др.

Каждому генетическому типу свойственны особая форма залегания составляющих его отложений и определенные аккумулятивные формы рельефа. Так, например, аллювий слагает поймы и надпойменные террасы, протягивающиеся по долинам рек на многие километры, пролювий формирует конусы выноса, образующие обширные шлейфы у подножий гор, а гляциальные отложения выражены в рельефе отдельными холмами или грядами.

Генетические типы могут, в свою очередь, состоять из менее крупных образований – *фаций*. Несмотря на то, что понятие о фации является одним из основных не только в четвертичной, но и во всей геологии, единого представления о нем до настоящего времени нет. Швейцарский геолог А.Грессли, введший это понятие в первой половине XIX века, определял фацию, как “совокупность модификаций стратиграфического горизонта,” т.е. различные по литологии отложения, образовавшиеся одновременно. По другой точке зрения, выдвинутой М.Реневье (1884), под фацией понимаются не отложения, а обстановки их формирования, т.е. ландшафты. Обе точки зрения имеют своих многочисленных сторонников. В геологии России поддерживается первая точка зрения, и под фацией принято понимать *комплекс одновозрастных отложений одного генетического типа, отличающихся составом и условиями формирования* (Г.Ф.Крашенинников).

В некоторых генетических типах выделяются несколько фаций. Так, например, в упоминавшемся уже аллювии русловые, пойменные и старичные осадки представляют собой фации. Ледниковые, озерные и другие отложения также включают группы фаций. Фации, в свою очередь, подразделяются еще на более дробные генетические подразделения – *микрофации или субфации*. Так, русловая фация аллювия включает целый ряд субфаций – главных или второстепенных русел, перекатов, плесов и т.д.

Если генетические типы обычно образуют крупные аккумулятивные формы рельефа, то фации четвертичных отложений могут образовывать незначительные по размерам формы (прирусловые валы, косы, бары и т.п.). Чаще всего фации входят в состав крупных генетически однородных аккумулятивных образований. Так, русловые и пойменные фации входят в разрезы речных террас, сложенных аллювиальным генетическим типом. Фациальный анализ всегда проводится для одновозрастных отложений в целях выяснения детальной палеогеографической обстановки их формирования.

# Основные факторы, влияющие на формирование четвертичных отложений

Распространение, состав и мощности четвертичных отложений находятся в прямой зависимости от рельефа земной поверхности. Формирование же рельефа обусловлено, с одной стороны, тектоническими движениями и деформациями земной коры, с другой стороны, климатическими условиями и экзогенными процессами. Сочетание этих факторов является первоосновой геологии вообще, а четвертичной геологии и геоморфологии в особенности.

### 4.1. Тектонический фактор и рельеф

В длительной истории тектонических преобразований земной поверхности для четвертичных отложений первостепенное значение имеют движения новейшего тектонического этапа, который охватывает последние 30–35 млн. лет. Это – этап глобальной тектонической активизации, которая в различных формах и с разной интенсивностью проявилась на всех континентах Земли и на дне Мирового океана. Именно с этим этапом связывается формирование современного рельефа континентов и океанического дна. Основные формы этого рельефа predeterminedены развитием сопряженных поднятий и опусканий земной коры.

В тектонически активных областях поднятия представлены хребтами, кряжами, высокими плато, а на платформах – относительно невысокими и пологими куполообразными или валообразными водораздельными возвышенностями или плато. Под воздействием выветривания и различных агентов денудации в их пределах происходят более или менее активное разрушение выведенных на поверхность ранее сформированных горных пород и перенос продуктов этого разрушения в области относительно пониженные, с меньшим потенциалом гравитационной энергии.



Эти относительно пониженные области в общем случае соответствуют отрицательным тектоническим формам, в пределах которых происходит абсолютное или относительное тектоническое опускание земной поверхности. В горных областях это — межгорные и предгорные впадины, в которые текут водные и ледниковые потоки и в пределах которых сосредоточены основные речные долины и озера, как, например, озеро Иссык-Куль на Тянь-Шане или озеро Байкал. На платформах молодые тектонические опускания проявлены не столь отчетливо. Но это также более или менее обширные впадины с приуроченными к ним крупными речными долинами (участки долин Волги, Оки, Дона, Днепра), котловинами озер и морей (Балтийское, Азовское, Каспийское, Аральское и Черное моря).

Пространственное распределение и морфологические особенности сопряженных поднятий и впадин, которые определяют наличие и структуру четвертичного осадочно-вулканогенного покрова Земли и закономерности его локализации и состава, зависят от размеров и типов этих структурных элементов. Сопряженными формами первого порядка являются поднятия континентов и впадины океанов и связанных с ними морей (типа Охотского, Средиземного, Черного). Они определяют глобальное разделение поверхности Земли на области *преобладающей денудации* или экзогенного разрушения земной коры — континенты — и области *аккумуляции* продуктов этого разрушения — океаны и моря.

Континентальные и океанические пространства, в свою очередь, дифференцированы на области относительных поднятий и опусканий меньшего ранга, которые также перераспределяют процессы преобладающего разрушения, транспорта материала и его аккумуляции. В пределах континентов крупнейшими структурными областями такого рода являются: (1) поднятые и расчлененные горные сооружения, представляющие области активных деформаций земной коры (Кавказ, Урал, Копетдаг, Памиро-Тянь-Шанская, Алтае-Саянская, Верхоянская и др.) и (2) выровненные и пониженные территории платформ (Восточно-Европейская, Скифско-Туранская, Западно-Сибирская, Восточно-Сибирская).

И платформы, и горные сооружения дифференцированы на поднятия и впадины еще меньших рангов. На платформах это — поднятия щитов (Балтийский, Украинский, Казахский и т.п.), антеклиз (типа Воронежской), сводов (например, Токмовский свод междуре-

чья Оки и Волги), валов (типа Сибирских увалов в Западной Сибири, Окско-Цнинского на Русской плите и т.п.) и выступов, и сопряженные с ними пологие тектонические понижения синеклиз – низменности с приуроченными к ним речными долинами, озерными котловинами и т.д.

Структурно-геоморфологическая дифференциация подвижных поясов, примером которых являются Тянь-Шанская, Кавказская и другие области новейшего горообразования, предопределяет существование множества линейных, вытянутых на многие десятки и сотни километров тектонических поднятий (горных хребтов) и сопряженных с ними межгорных и предгорных тектонических впадин.

В зависимости от интенсивности и длительности проявления тектонических движений соответствующие им формы рельефа различаются в широком спектре от очень пологих, с крайне малыми градиентами изменений их морфологии и других характеристик, до чрезвычайно контрастных, высокоградиентных. Соответственно очень различен комплекс экзогенных и эндогенных процессов, которые обуславливают интенсивность разрушения поднятий, транспортировки обломочного материала и его накопления (аккумуляции во впадинах), а в целом определяют состав и мощность четвертичного покрова.

Однообразие платформенного рельефа, выдержанное на обширнейших площадях в сходных условиях одного и того же климатического пояса, предопределяет однотипное строение четвертичного покрова в целом и развитие отдельных его генетических типов на протяжении многих десятков и сотен километров. Например, на огромных пространствах платформ развиты ледниковые отложения, или большие площади могут занимать золовые песчаные отложения (пустыня Сахара в Африке). В то же время, в горных сооружениях на коротких расстояниях, уже через первые сотни метров и километры, происходит резкая смена условий формирования обломочного материала, его транспортировки и отложения. В приводораздельной части высокогорных хребтов может господствовать комплекс ледниковых отложений, ниже быстро сменяющихся водноледниковыми, аллювиальными, обвально-оползневыми и осыпными образованиями, а у подножий склонов и на дне межгорных и предгорных долин накапливаются мощные толщи речных и озерных отложений, пролювия и других пород, которые в разрезе и по простиранию могут

быстро изменять свой состав, литологию, структуру и мощность, замещать друг друга, формируя пестрые, невыдержанные разрезы.

Влияние новейшей тектоники проявляется и на очень незначительных по площади участках. Так, река, особенно горная, на своем протяжении неоднократно пересекает участки с различным знаком относительных движений. В пределах поднимающихся участков увеличивается грубость аллювия, уменьшается его мощность. На опускающихся участках уменьшается крупность обломочного материала и увеличивается его мощность. Тектонические поднятия вызывают подпруживание речных долин, что приводит к формированию очень тонкого аллювия и замещение его осадками озерного типа.

Тектонические перемычки в долинах рек, мысы и заливы на побережьях морей и озер, неровности на дне водоемов, оказывающие значительное влияние на особенности формирования, состав и залегание четвертичных отложений, могут иметь как складчатую, так и разрывную природу и быть связанными как с медленными, так и с быстрыми движениями земной коры.

Самостоятельное значение имеют сейсмические явления. С ними связано формирование своеобразных сейсмогенных отложений. В основном они относятся к коллювиальному ряду, представляя сейсмогравитационные образования (обвалы, оползни, осыпи). Сюда относятся также вызванные последними осадки плотинных озер, лавинный снос осадков на континентальных подводных склонах морей и озер, в подводных каньонах и многие другие особенности четвертичного покрова суши и дна водоема.

В последнее время в отечественной и зарубежной литературе широкое распространение получили представления о *низко- и высокоэнергетических обстановках осадконакопления*. С этими представлениями связывается и понятие об энергии рельефа, как о заложенных в той или иной его форме возможностях для протекания различных по интенсивности экзогенных процессов. Высокоэнергетические обстановки осадконакопления наиболее характерны для гор, в которых накапливается грубый обломочный материал. Для платформенных равнин характерны преимущественно низкоэнергетические обстановки осадконакопления, в которых формируются тонкообломочные песчано-глинистые отложения (табл. 1).

В высокоэнергетических обстановках перемещение и отложение обломочного материала происходит в бурных турбулентных потоках

**Таблица 1. Динамические обстановки и процессы седиментации**

<b>Высокоэнергетические процессы</b>		
Гидрогенные на суше и в море	Потоковые	Русловые течения в реках, течения в морях и океанах
	Волновые	
Гравитационные в водной и воздушных средах	Течение разжиженных масс осадков	
	Перемещение блоков осадков и пород раз- ных размеров без нарушения их сплошности	
Аэрогенные	Эоловый перенос осадочного материала по поверхности суши и над морем	
<b>Низкоэнергетические процессы</b>		
Гравитационные в водной и воздушных средах	Оседание взвеси малой плотности и пыли “частица за частицей”	

жидкости или воздуха, а также под воздействием высокоплотных вязких и разжиженных потоков. К высокоэнергетическим процессам относятся гидрогенные (потоковые, волновые), гравитационные (обвальные, осыпные и др.) и аэрогенные (осуществляющие эоловый перенос обломочного материала).

К низкоэнергетическим процессам седиментации относится лишь чисто гравитационное постепенное осаждение тонкой взвеси малой плотности в морской воде (*нефелоседиментация*) и воздушной пыли “частица за частицей”. Переход от высокоэнергетических обстановок

к низкоэнергетическим может быть достаточно резким, но чаще всего он происходит постепенно.

Таким образом, новейшая тектоника через рельеф земной поверхности определяет энергетику осадконакопления и распределение областей денудации и аккумуляции. Для того или иного рельефа характерны свои специфические процессы, ведущие к формированию определенных генетических типов четвертичных отложений.

## 4.2. Климатический фактор

Климатические условия определяют особенности выветривания геологического субстрата, формы переноса и отложения продуктов разрушения.

В самых общих чертах климат зависит от влажности и количества тепла, получаемого поверхностью Земли от Солнца, т.е. от широты местности, её высоты над уровнем моря, положения относительно границы “суша – море”.

По температурному параметру поверхность Земли принято делить на субширотные климатические пояса: экваториальный и симметрично расположенные относительно него субэкваториальные, тропические, субтропические, умеренные, субарктический ( субантарктический ) и арктический ( антарктический ) пояса. Их климатическое различие определяется главным образом наклоном земной поверхности по отношению к солнечным лучам.

Эта поясность дополняется вертикальной климатической зональностью, характерной для всех горных сооружений. Она обусловлена тем, что по мере повышения рельефа средняя годовая температура падает на  $5-6^{\circ}$  на каждый километр. В зависимости от высоты гор и их нахождения в системе широтных климатических поясов диапазон температур на склонах гор и соответственно количество климатических зон могут значительно различаться. Так, например, на склонах гор Аляски, высота которых достигает почти 6000 м и расположенных в субарктическом поясе, развиты лишь нивальная (ледниковая) и субнивальная (тундровая) зоны. На склонах же Гималаев, Памира и Тянь-Шаня, имеющих такую же высоту, но расположенных в умеренном и субтропическом поясах, развит весь диапазон зон – от ледниковой до жарких тропиков.

По существу, широтные климатические пояса и высотные климатические зоны тождественны, так как представляют одно и то же явление — пересечение неровной поверхности литосферы Земли с её разнотемпературными сферами. По температурному эффекту поднятие в горах на 1 км равноценно перемещению на равнинах вдоль меридиана в направлении полюса на 1000-1300 км. На таком пространстве в Европейской части России вдоль 40° в.д. умещаются ландшафты степей, смешанно-лесной зоны, тайги и тундры.

Основные типы климата определяются различными сочетаниями, с одной стороны, широкого диапазона температур (от низких отрицательных, характерных для нивального пояса Земли, до высоких положительных температур экваториального и тропического поясов Земли) и, с другой стороны, большим диапазоном влажности (от очень высокой в пределах гумидных областей, например, во влажных тропиках и субтропиках, до крайне низкой в аридных областях, например, в пустынях Гоби или Сахары). В соответствии с этим выделяются аридный (сухой) холодный полярный климат (например, в высокогорьях Памира и Тибета), аридный жаркий климат экваториальных или субтропических областей (пустыни Африки, Аравии, Индостана и Центральной Азии), гумидный (влажный) климат жарких тропиков и субтропиков (Амазония в Южной Америке, Юго-Восточная Азия, Экваториальная Африка) и гумидный холодный или нивальный (Скандинавия), а также множество других разновидностей климата.

Роль климата в формировании осадочных четвертичных отложений чрезвычайно велика и многообразна. От климата зависит характер и скорость выветривания и разрушения пород древнего субстрата, т.е. подготовка, тип и количество обломочного материала, за счет которого формируются четвертичные отложения. От климата зависит способ транспортировки материала, условия и механизмы его аккумуляции.

Например, в условиях влажных тропиков и субтропиков активны процессы химического и биогенного выветривания с глубоким преобразованием субстрата, интенсивным растворением продуктов выветривания. Последние выносятся речными потоками в виде тонкообломочного и растворенного материала, который может, не аккумуляясь в межгорных впадинах, уноситься в морские бассейны. Грубообломочный материал не формируется даже на крутых склонах и не накапливается у их подножий. Вместе с тем происходит актив-

ное выпадение растворенных веществ в морских и озерных впадинах, в том числе в огромных количествах биогенным путем (в виде коралловых построек, биогермов).

В условиях полярного климата с большой сухостью происходит глубокое промерзание верхней части земной коры, формируется различной мощности зона постоянно мерзлых пород (“вечная мерзлота”), активно развиты процессы морозного выветривания. На склонах накапливаются большие массы грубообломочного материала, которые под влиянием процессов замерзания – размерзания и силы тяжести медленно перемещаются вниз по склону, формируя своеобразные солифлюкционные отложения – курумы.

В условиях аридного климата с резким дефицитом влаги водный перенос продуктов выветривания (в основном физического) очень ограничен. В результате, например, опускание Турфанской впадины у подножья китайского Тянь-Шаня резко недокомпенсировано поступлением обломочного материала, несмотря на то, что эта впадина сопряжена с горными массивами: в результате дно ее расположено на отметках ниже уровня Мирового Океана. Отметим для сравнения, что сходная по своим размерам Иссыккульская впадина, расположенная в центральной части Тянь-Шаня в других климатических условиях, обеспечивающих достаточно обильный сток поверхностных вод, представляет обширный озерный водоем с интенсивным накоплением четвертичных отложений.

В областях с аридным климатом огромную роль играет ветер: и как агент денудации – разрушения, и как главный агент переноса обломочного материала. Например, обширные области пустынь Монголии (Гоби) лишены на больших пространствах покрова рыхлого материала (это касается не только склонов поднятий, но и днищ впадин). Продукты физического выветривания коренных пород почти полностью уносятся ветром. А аккумуляция их большей части происходит значительно южнее, где формируются известные золотые лессовые покровы Китая. Песчаные фракции продуктов выветривания в пустынях Центральной Азии (в том числе в высокогорьях Памирского плато), в Аравии, в Африке и в других областях образуют обширные массивы перевеянных песков.

Эти примеры далеко не исчерпывают всех многообразных особенностей формирования четвертичных отложений в зависимости от климата.

## Глава 5

# Общая схема классификации генетических типов четвертичных отложений

Генетические типы *континентальных отложений* делятся Е.В. Шанцером на два основных класса – коры выветривания и осадочные отложения. Первый класс объединяет топографически не смещенные накопления продуктов физического и химического выветривания горных пород. Они образуют разнообразные коры выветривания и почвы. Составляющие их минеральные массы нельзя назвать осадками в прямом смысле, так как при их формировании отложение или осаждение осадков в их обычной форме не происходит. Все остальные генетические типы, включая и морские, составляют собственно осадочные отложения, возникающие путем перемещения и переотложения различными процессами продуктов разрушения горных пород.

Генетические типы (а их более тридцати) подразделяются на ряды (табл. 2). К одному ряду относятся генетические типы, сформировавшиеся в определенной среде осадконакопления (водной, ледниковой, воздушной, морской и т.д.), но под воздействием различных процессов аккумуляции. Приведенные в таблице ряды и отражают основные обстановки формирования четвертичных отложений. Ряд обычно состоит из нескольких генетических типов, каждый из которых сформирован одним главным процессом или фактором осадконакопления. Таблицы генетических типов в какой-то мере отражают орографическую и климатическую зональность. Так, в ней выделяются ряды, связанные с различными путями и агентами переноса обломочного материала (склоновый, водный, эоловый), и ряды, характерные для областей аккумуляции (субаэральноморской и морской). С климатической зональностью связан гляциальный или ледниковый ряд континентальных четвертичных отложений. Особые ряды образуют вулканогенные и техногенные отложения.



**Таблица 2. Классификация генетических типов четвертичных отложений**

№	Ряды	Генетические типы
I	Элювиальный (коры выветривания)	Элювиальный Почвенный
II	Фитогенный	Торфяники
III	Коллювиальный (склоновый)	Обвальный (дерупций) Осыпной (десперсий) Оползневой (деляпсий) Солифлюкционный Делювиальный
IV	Аквальный (водный)	Аллювиальный Проллювиальный Лимнический (озерный)
V	Субтерральный (подземноводный)	Пещерный Фонтанальный
VI	Гляциальный (ледниковый)	Гляциальный Флювиогляциальный Лимногляциальный
VII	Эоловый (ветровой)	Эоловый
VIII	Субаэрально-морской	Дельтовый Эстуарный Лагунный Приливный Гляциально-морской
IX	Морской	Гидрогенный Гравитационный Айсберговый Биогенный Хемогенный Гидротермальный Подводно-элювиальный
X	Вулканогенный	Экструзивный Эффузивный Грязевулканический Водновулканический (лахары)
XI	Техногенный	Техногенный

Среди четвертичных толщ различных областей часто развиты отложения сложного генезиса, образованные в результате одновременного совместного действия нескольких экзогенных процессов. Такие полигенные отложения представляют собой сочетания нескольких генетических типов, или *парагенез отложений*. Разделить такие комплексы на отдельные типы часто практически невозможно.

Особенно широко парагенетические комплексы четвертичных отложений развиты на горных склонах, где в зависимости от их крутизны и климатической обстановки формируются такие сочетания, как *обвальнo-осыпные, делювиально-осыпные, солифлюкционнo-делювиальные* и др. У подножья склонов и в долинах рек образуются *делювиально-пролювиальные*, а на равнинах *аллювиально-пролювиальные* и другие парагенетические сочетания.

Для равнинных платформенных областей также характерно образование различных парагенетических комплексов. Наиболее широко развиты *аллювиально-озерные* и *аллювиально-морские* отложения. Первые образуются в долинах рек в условиях их подпруживания плотинами естественными (ледниками, обвальными массами и др.) или техногенными, а вторые – в устьевых частях речных долин при совместном участии речного стока и морских вод. В образовании лессовых толщ участвуют несколько процессов: эоловые, делювиальные и элювиальные.

## Глава 6

### Элювиальный ряд (коры выветривания)

В этот ряд входят элювиальный и почвенный генетические типы.

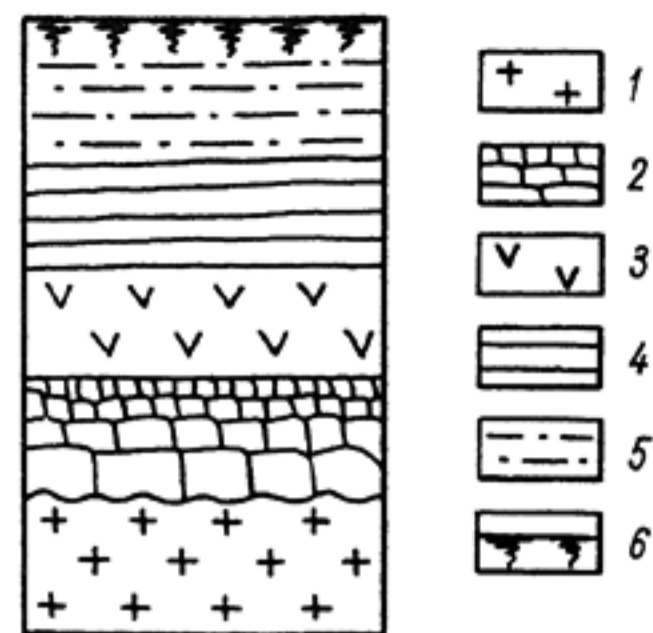
#### 6.1. Элювиальный тип

Продукты выветривания, как отдельный тип четвертичных образований, были впервые выделены геологом Траутшольдом в 1870 году. В 1883 г. С.Н.Никитиным для их обозначения был введен термин **элювий** (от лат. слова *eluvio* – вымывать). *Элювий представляет собой разнообразные продукты выветривания, оставшиеся на месте своего образования и не испытавшие смещения.* Для элювия характерна тесная связь химического и минералогического состава с подстилающими материнскими горными породами. В нем отсутствуют принесенные извне минеральные примеси и посторонние обломки. Присутствующие обломки не окатаны и не сортированы. Слоистость для элювия не характерна. Однако в химически преобразованном элювии может сохраниться реликтовая слоистость, т.е. слоистость исходной породы.

Особенностью элювиальных образований, кроме сохранения реликтовых структур и текстур, является постепенность переходов новообразованного материала в исходную материнскую породу. Основной природный процесс, под воздействием которого формируется элювий, – это *выветривание*. В процессе выветривания коренные породы подвергаются физико-биохимическим преобразованиям. При этом и степень преобразования материнских пород и мощность элювия зависят от нескольких факторов: *климата, литологии пород, продолжительности* воздействия процессов выветривания, а также *рельефа* поверхности. Климат обуславливает прежде всего тип выветривания – физическое или химическое. Физическое выветривание происходит под действием постоянно меняющихся суточных и сезонных температур, а также процессов периодического замерзания – таяния воды. Химическое выветривание протекает в основном при

Рис. 7. Принципиальная схема строения коры выветривания.

1 - коренные породы; 2 - зона дезинтеграции; 3 - зона выщелачивания; 4 - зона глинистых минералов; 5 - зона оксидов и гидроксидов; 6 - почва



положительных температурах, действии кислорода и углекислого газа, поставляемых растительностью, а также осадками. На ранней стадии выветривания происходит механическое разрушение пород,

которое наиболее активно протекает в условиях континентального, а также жаркого, но сухого (аридного) климата. Порода теряет свою монолитность, разбиваясь системой трещин на блоки, и постепенно превращается в дресву – рыхлую мелкообломочную с мелкоземом массу. В образовавшейся рыхлой толще начинается процесс химического выветривания, который также сопровождается и дальнейшим механическим разрушением нижележащих слоев. Наиболее интенсивно химическое выветривание идет в условиях влажного (гумидного) умеренного, тропического и экваториального климата.

При длительном воздействии химического выветривания формируется мощный элювий или *кора выветривания* с характерной вертикальной зональностью. В корях выветривания так называемого полного профиля обычно выделяются четыре зоны (рис. 7), различные по минералогическому составу и отражающие стадийный ход геохимических процессов, последовательно сменяющих друг друга в процессе разрушения пород снизу вверх, начиная от коренных пород (1), это зоны: *дезинтеграции* (2), *выщелачивания* (3), *глинистых минералов* (4), *оксидов и гидроксидов* (5) и почвы (6). Зона дезинтеграции представляет коренные породы, подвергшиеся механическому разрушению до обломков различных размеров. В зоне выщелачивания происходит извлечение щелочных и щелочно-земельных элементов, главным образом Ca и Na, которые образуют пленки. В зоне глинистых минералов происходят глубокие изменения кристаллической структуры силикатов с образованием каолинита, нонтронита и др. Для зоны оксидов и гидроксидов характерно обогащение окислами железа или алюминия, что придает коре выветривания красный цвет. В зависимости от состава коренного субстрата эти зоны слагаются различ-

различными минеральными ассоциациями. В корах неполного профиля одна или две зоны могут отсутствовать.

Вторым фактором, влияющим на ход элювиального процесса, является **литология**, или **вещественный состав материнских пород**. При физическом выветривании состав пород практически не влияет на механический состав элювия, поскольку и сланцы, и граниты, и другие породы при механическом разрушении превращаются в дресву. Но, чем интенсивнее химическое выветривание, тем в большей степени состав и строение кор выветривания зависят от различий коренных пород. Так, коры выветривания, развитые на гранитах или базальтах, существенно отличаются друг от друга по минералогическому составу.

**Фактор времени** непосредственно влияет на степень разрушенности и вещественного преобразования (материнских) коренных пород и мощность элювия. Чем длительнее процесс разрушения пород под воздействием физического или химического выветривания, тем, естественно, более интенсивны и глубоки преобразования материнской породы, тем отчетливее выделяются зоны в корах выветривания. Однако не следует забывать, что процесс формирования коры выветривания полного профиля очень длительный и охватывает десятки миллионов лет, далеко выходя за временные рамки четвертичного периода. Так, во многих горных регионах кора выветривания начала формироваться еще в мезозое на этапе платформенного развития, наступившим после герцинского или киммерийского орогенеза. И лишь в благоприятных условиях, главным образом, тропического или экваториального климата, она продолжает формироваться и в течение четвертичного периода. Однако разделить этот процесс на временные отрезки очень трудно. Заведомо четвертичными являются коры выветривания, развитые на относительно молодых — миоцен—плиоценовых поверхностях выравнивания.

Влияние **рельефа** на формирование элювия проявляется в том, что наиболее интенсивно оно идет на горизонтальных или слабо наклоненных поверхностях. В этих условиях поверхностные воды, насыщенные кислородом и другими химическими агентами, эффективно проникают вглубь пород, не стекая по склонам. Наибольшая мощность кор выветривания наблюдается в условиях обширных равнин или плоскогорий. Здесь развиты *площадные* коры выветривания. Однако в условиях тропического и экваториального климата кора вы-

ветривания часто формируется и на достаточно крутых склонах. Помимо площадных иногда формируются *линейные* коры выветривания, приуроченные к узким полосам, представляющим собой раздробленные, трещиноватые зоны тектонических нарушений.

В зависимости от ведущей роли климатического или литологического факторов в процессе формирования элювия выделяются *климатогенный* или *литогенный* типы.

Рассмотрим формирование элювия на магматических или метаморфических породах, имеющих силикатный состав (граниты, габбро, гнейсы и др.) в различных климатических обстановках. В холодном или жарком аридном климате пустынь в условиях преобладания физического выветривания при резких суточных и сезонных колебаниях температур на них образуется маломощный щебнисто-глыбовый или дресвяно-щебнистый элювий. Это преимущественно продукты механического разрушения пород. В условиях теплого семиаридного климата степей и саван в составе элювия появляются глинистые минералы, образующиеся в результате химического изменения первичных силикатов. Это – гидрослюды и монтмориллонит. Иногда здесь присутствуют хлориды и гипс, унаследованные от материнских пород или вновь образованные. В условиях гумидного климата все растворимые компоненты выщелачиваются и выносятся, а в составе элювия преобладают глинистые минералы – гидрослюды или каолинит. Высвободившиеся при выветривании гидроокислы железа представлены лимонитом, придающим элювию бурую окраску.

Во влажных субтропиках и тропиках формируются мощные глубоко преобразованные глинистые коры выветривания полного профиля, имеющие ярко-красный или оранжевый цвет. Слагающий их элювий в основном состоит из глинистых минералов группы каолина, а гидроокислы железа представлены гетитом и гидрогетитом. Эти коры выветривания носят название “латериты” (от латинского слова “later” – кирпич) или terra rossa (красная земля). С ними часто связаны месторождения бокситов.

На осадочных породах полно развитые коры выветривания формируются преимущественно на карбонатных породах – известняках и доломитах. В условиях умеренного климата зона дезинтеграции пород сменяется вверх зоной известковой или доломитовой муки, в составе которой преобладают карбонаты и глинистые минералы. В

тропическом климате элювий карбонатных пород также имеет латеритный характер.

На молодых рыхлых отложениях коры полного профиля встречаются крайне редко, так как они не успевают образоваться. Однако в жарком тропическом климате образование красноцветной коры выветривания неполного профиля происходит достаточно быстро. Так, в низовьях р. Брахмапутра отложения низкой и высокой пойм не содержат красноцветов, но уже первая надпойменная терраса с возрастом около 20 тыс. лет целиком сложена красноцветными отложениями, образовавшимися за счет химического выветривания молодого аллювия.

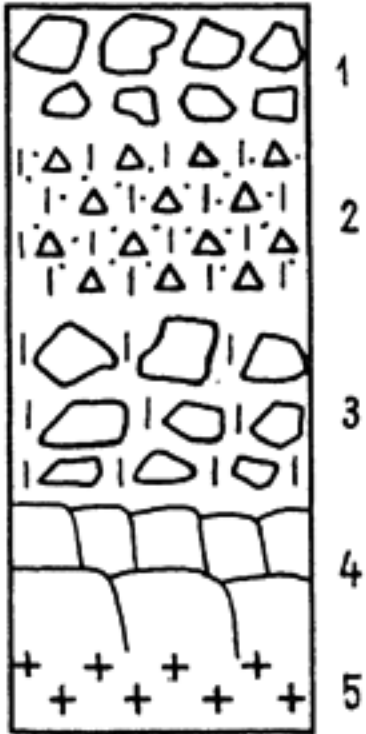
Крайней противоположностью тропическому элювию является **криогенный** элювий, обязанный своим происхождением морозному выветриванию в обстановке полярного и нивального климата. Морозное выветривание выражается в дроблении горных пород под влиянием расклинивающего действия замерзающей в трещинах воды, значительно увеличивающей свой объем при переходе в лед. На скальных породах различного состава это приводит к образованию маломощного грубощебнистого или даже крупноглыбового элювия. Он содержит немного мелкозема, состоящего преимущественно из песчаных и пылеватых частиц. Элювий, развивающийся на терригенных осадочных породах песчано-глинистого состава, представлен щебнисто-дресвяным материалом со значительной примесью мелкозема. Мелкозем обычно замывается дождевыми и талыми водами вглубь между обломками. Поэтому с поверхности такой элювий выглядит как щебнистые россыпи или глыбовые развалы. При увеличении влажности климата количество мелкозема возрастает.

В рыхлых мерзлых породах в условиях постоянной мерзлоты образуются глубокие ледяные клинья, для образования которых необходимы длительные отрицательные температуры ( $-5 - -10^{\circ}\text{C}$ ) поверхностного слоя грунта и маломощный снеговой покров (не более 50 см). На арктическом побережье Канады известны ледяные клинья глубиной до 4 м, имеющие на поверхности ширину 1,5–10 см и длину до 5 м.

В условиях близкого залегания к поверхности многолетней мерзлоты образуется сезонно-талый слой, в котором идут специфические криогенные процессы: периодическое образование ледяных прожилок и вкраплений (шлиров), разрывающих рыхлый грунт, мерзлотное

**Рис. 8.** Схема строения криогенного элювия.

1 - верхняя зона (бронирующий слой); 2 - вторая зона, представленная смесью дресвы и щебня с мелкоземистым материалом; 3 - третья зона грубых обломков с малым содержанием мелкозема; 4 - нижняя зона начального разрушения коренных пород; 5 - коренные породы



пучение и сортировка, приводящие к вымораживанию грубообломочного материала (щебня, глыб, валунов) к поверхности, образование криотурбаций в процессе солифлюкционного течения грунта в результате весеннего оттаивания рыхлого

материала. Под воздействием мерзлотных процессов криогенный элювий приобретает зональное строение (рис.8). Верхняя или первая зона обычно представлена слабо дифференцированной смесью обломочного материала, и она часто образует так называемый бронирующий слой. Накопление у поверхности грубообломочного материала объясняется его выпучиванием снизу и вымыванием в нижние горизонты тонкого материала. Вторая зона характеризуется несортированной смесью тонкозернистого материала с дресвой и щебнем. Третья зона представлена горизонтом слабо сцементированных глыб с малым содержанием мелкозема. Нижняя (четвертая) является зоной начального разрушения коренных пород.

Общей чертой всех выделенных зон является присутствие льда как специфического для криолитозоны минерального образования. Для каждой зоны характерен свой типоморфный комплекс гипергенных минералов. Глубина зоны интенсивного физического выветривания коренных пород в целом соответствует глубине их сезонного промерзания и протаивания и обычно составляет не более 1 м.

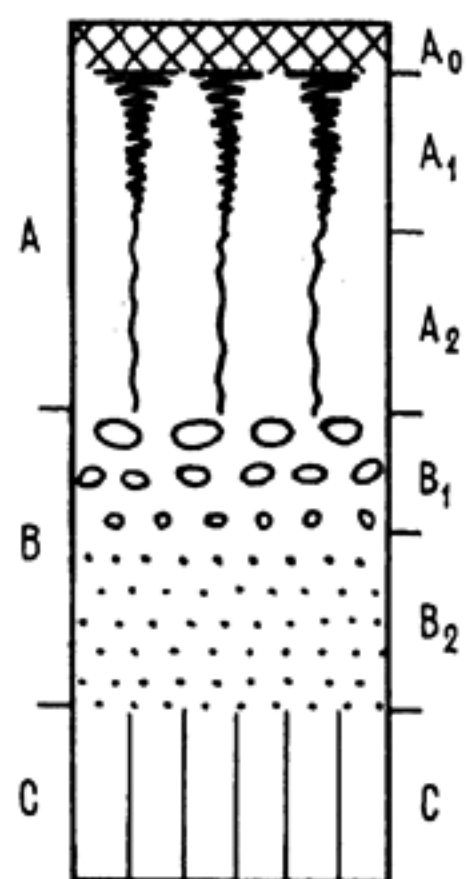
Характерной особенностью криогенного элювия в зоне вечной мерзлоты является накопление в нем при разрушении пород субстрата пылеватых (алевритовых) частиц размером 0,05–0,005 мм. Крупные частицы дробятся, пока не достигнут указанной величины, а более мелкие, глинистые слипаются, коагулируют, образуя устойчивые агрегаты. В конечном итоге в криолитозоне на поверхности мерзлых горных пород, в особенности рыхлых, возникает слой криогенного элювия, состоящий преимущественно из пылеватых частиц. В пределах тундровых равнин он образует плащеобразные покровы мощностью до 3–5 м, облегающие водоразделы.



## 6.2. Почвенный тип

**Почвы** формируются в верхней части элювия или коры выветривания за счет биохимических преобразований и обогащения органическим веществом. Они развиваются в тесном взаимодействии с растительным покровом. Главной особенностью почв является идущий в них своеобразный биологический круговорот веществ, почти не сказывающийся на подпочвенной части коры выветривания. Он заключается в том, что растения извлекают из минерального субстрата почвы необходимые для их жизнедеятельности элементы. Эти элементы при последующем разложении отмерших частей растений возвращаются обратно в почву. При разложении растительного опада возникает обогащающий почву перегной или гумус. Гумусообразованию способствует жизнедеятельность населяющих почву организмов — бактерий и многочисленной микрофауны низших грибов. В ней обитает ряд беспозвоночных животных — червей, личинок насекомых и др. Живут в почве и мелкие млекопитающие — кроты, сурки, суслики и др. Таким образом, почвы это не просто элювий, а сложная динамическая геобиологическая система, причем легко ранимая и разрушаемая. В классификациях современных почв выделяются более ста их разновидностей, зависящих от климата, состава растительного покрова, положения в рельефе и других условий. Однако все их можно сгруппировать в два главных типа — *автоморфные* и *гидроморфные*.

**Автоморфные почвы** образуются там, где зеркало грунтовых вод и зона их капиллярного поднятия располагаются глубже зоны почвообразования. В этом случае атмосферные осадки просачиваются через почву, вынося из нее продукты выветривания и органического разложения вниз. В профиле таких почв выделяются два основных горизонта (рис. 9). Верхний *элювиальный* горизонт или горизонт *вымывания* А характери-



**Рис. 9.** Типичный профиль черноземной почвы.

А - элювиальный горизонт (А<sub>0</sub> - слой перегноя, А<sub>1</sub> - интенсивно гумусированный подгоризонт, А<sub>2</sub> - слабо гумусированный горизонт); В - иллювиальный горизонт; В<sub>1</sub> - сильно известковый горизонт (белоглазка); В<sub>2</sub> - слабоизвестковый горизонт; С - слабо измененная материнская порода.

зается преимущественно выносом веществ в нижние горизонты. Самые верхние его части выделяются как перегнойно-аккумулятивные подгоризонты  $A_0$  и  $A_1$ , где идет основной процесс накопления гумуса. Подстилающим является *иллювиальный* горизонт или горизонт *вымывания* В, где происходит накопление веществ, вынесенных из верхних частей почвы. Горизонт С, называемый *подпочвой*, представляет собой слабо измененную материнскую породу или более глубокую часть коры выветривания.

К типу автоморфных относится большинство почв земного шара. Наиболее плодородной почвой является *чернозем*. Черноземная почва развивается в зоне травянистых степей, где количество осадков приблизительно равно испарению. Весной вода просачивается на глубину 1–2 м, а летом происходит высыхание. В иллювиальный горизонт В выносятся только легко растворимые хлориды, сульфаты и карбонаты, а окислы железа, алюминия и кремния остаются. Гумус в нейтральной среде коагулирует, становится неподвижным и накапливается в почве. Его содержание в черноземных почвах может составлять 12% от их веса. Это обеспечивает высокую плодородность черноземных почв, достигающих в мощности 1,4 м.

Южнее степной полосы, ближе к пустыне, растительности и осадков становится все меньше. Вследствие этого уменьшается количество гумуса, и процессы почвообразования затухают. Окраска почв становится светлее, их мощность уменьшается до 0,3 м. Черноземные почвы последовательно сменяются *каштановыми*, *бурыми* и *сероземами*. Севернее степей в лесной зоне развиты в основном *подзолистые* почвы, мощность слоя перегноя в которых редко превышает 0,1–0,15 м.

Таким образом, строение автоморфных почв целиком зависит от климата и поэтому они являются зональными. Каждой ландшафтно-климатической зоне – тайге, лиственным лесам, степям и т.д. – присущи свойственные ей зональные типы почв. Поэтому погребенные почвы разных типов, встречающиеся в разрезах четвертичных отложений, являются показателями климата прошлого.

**Гидроморфные почвы** образуются там, где грунтовые воды залегают близко к поверхности и почвообразование большую часть года протекает в зоне их капиллярного поднятия. Поэтому почва почти постоянно напитана водой. При этом нисходящая миграция растворов в гидроморфных почвах невозможна, а проникновение свободного

кислорода затруднено. Органическое вещество разлагается при недостатке кислорода, что приводит к установлению восстановительной среды. Гидроморфные почвы не имеют широкого развития. Обычно они встречаются отдельными пятнами среди зональных автоморфных почв, тяготея к переувлажненным понижениям рельефа. Поэтому гидроморфные почвы называют интразональными (внутризональными).

Гидроморфные почвы включают *болотные*, или *торфяно-глеевые*, почвы и *солончаки*. Болотные почвы характерны для всего лесного пояса, но наиболее широко распространены в зонах тайги и лесотундры. В профиле болотных почв выделяется верхний маломощный торфянистый слой и подстилающий его глеевый горизонт. В процессе оглеения происходит восстановление окиси железа до закиси. Закисное железо придает глеевому горизонту зеленоватую окраску. Торфяно-глеевые болотные почвы связаны постепенными переходами, с одной стороны, с зональными подзолистыми почвами, а с другой – с торфяниками, образующими самостоятельный генетический тип.

Солончаки характерны для степей и пустынь. Они образуются там, где близко к поверхности залегают сильно минерализованные грунтовые воды. Интенсивное испарение летом поддерживается капиллярным подтоком воды снизу. Это приводит к повышению концентрации солей (от 1–3 до 10–15‰) в поверхностных частях почвенного профиля и их выпадению из раствора. Образуется верхний засоленный горизонт, обычно слабо обогащенный органическим веществом. Ниже засоленного горизонта возникает глеевый горизонт.

**Погребенные** или **ископаемые** почвы. Погребенные почвы – это мертвые почвы, выпавшие из сферы биологического круговорота вещества и потерявшие всю современную, или живую, почвенную микрофауну и фауну. Гумус в них более не поступает, а содержащийся к моменту захоронения постепенно разрушается или, как говорят, "выгорает". Поэтому погребенные почвы всегда беднее гумусом, чем их современные аналоги. Так, в погребенных черноземах содержание гумуса не превышает 1,2%. Это влияет на окраску ископаемых почв. В них более отчетливо проступают бурые и красновато-бурые тона окислов железа, чем черные и серые гумуса. Погребенные почвы всегда уплотнены, и характерная почвенная отдельность в них слабо выражена или вообще отсутствует. Нередко в разрезах четвертичных отложений сохраняется не весь почвенный профиль, а только его

нижняя часть. Это происходит тогда, когда верхи почвенного профиля были размыты перед захоронением. Не менее часто, наоборот, верхние горизонты оказываются непомерно мощными. Это связано с тем, что в начале аккумуляции перекрывающих отложений скорость осадконакопления была невелика. Образующийся осадок успевал перерабатываться почвообразованием. Происходило наращивание почвенного профиля вверх. В этом случае переход от ископаемой почвы к вышележащим отложениям оказывается весьма постепенным. Неравномерное осадконакопление, когда эпохи замедления осадконакопления и возобновления почвообразования сменяли друг друга, приводило к образованию тесно сближенных горизонтов почв. Формировалась не единичная ископаемая почва, а сложно построенный почвенный комплекс – *педокомплекс*. Нередко погребенные почвы существенно преобразованы. Они могут быть вторично оглеены под воздействием грунтовых вод и приобрести вторичную зеленоватую окраску. В них могут быть смыты из вышележащей толщи карбонаты кальция или другие легко растворимые соли. Все эти обстоятельства часто затрудняют точную диагностику типа погребенной почвы. Но несмотря на это, изучение погребенных почв остается одним из наиболее эффективных методов климато-стратиграфического расчленения и корреляции разрезов четвертичных отложений.

Таким образом, погребенные почвы – не только литологическое образование, но и своеобразные стратиграфические реперы. Они часто залегают несогласно относительно разновозрастных отложений, но могут быть и синхронными с ними.

**Фитогенный ряд (торфяники)**

В этот ряд входит один генетический тип аккумулятивных образований *торфяники*. Они образуются в условиях заболачивания различного типа водоемов из остатков растительности на месте ее произрастания. Такие торфяники называются *автохтонными*<sup>1</sup>. Они связаны постепенными переходами с гидроморфными болотными почвами, отличаясь тем, что торфяники представляют чисто аккумулятивные, а не элювиальные образования. Автохтонные торфяники являются источниками дешевого топлива и важны для сельского хозяйства. В автохтонных торфяниках выделяются два типа – *низинные* (или низовые) и *верховые*.

*Низинные торфяники* развиваются в понижениях рельефа. Среди них выделяются два подтипа. Первый – это торфяники, образующиеся при зарастании озерных водоемов. Они венчают толщу озерных отложений, подстилаются органогенными озерными сапропелевыми илами. Озерный торф образуется из камыша, тростника, осок и мха.

Другой подтип низинных торфяников образуется при заболачивании речных пойм, низких террас и других понижений рельефа, обильно увлажняемых грунтовыми или поверхностными водами. В этих случаях торфообразование протекает в обстановке заболоченных лесов, травянистых и моховых болот. Соответственно и в строении торфяной залежи участвуют лесные торфа, состоящие преимущественно из остатков кустарниковой и древесной растительности (березы, ольхи), травяные и моховые торфа. Последовательность их в разрезе не всегда одинакова. Для большинства низинных торфяни-

---

<sup>1</sup> Существуют еще аллохтонные торфяники, образованные из принесенных водными потоками растительных остатков. Но они маломощны, встречаются очень редко среди аллювия и не образуют самостоятельных скоплений.

ков характерна примесь к торфу песчаных или глинистых частиц, принесенных текучими водами.

*Верховые торфяники* образуются в болотах на водораздельных пространствах, преимущественно в лесотундровой или лесной зоне, в условиях застаивания атмосферных вод или верховодки. Водоупором при этом служат моренные или покровные лессовидные суглинки, другие глинистые отложения. Так как дождевые и талые снеговые воды бедны растворенными минеральными веществами, главными торфообразователями являются нетребовательные в этом отношении белые сфагновые мхи. Разрастаясь в виде постепенно сливающихся друг с другом и увеличивающихся по площади и толщине лодушек, налитанных водой, они постепенно губят лес. На его месте возникает выпуклое в поперечном сечении моховое болото. Образующиеся в болоте сфагновые торфа практически лишены примеси минеральных частиц. Скорости торфонакопления в верховых болотах оцениваются от 0,5 до 1–3 мм/год. Так что за 1 тыс. лет может накопиться до 3 м торфа.

Сфагновые торфяники верхового типа могут возникать и в понижениях рельефа в завершающую стадию развития низинных болот. В этом случае сфагновые торфа подстилаются торфами низинными, залегающими на озерных отложениях. Такого рода сложные торфяники часто встречаются в погребенном состоянии и распространены гораздо шире, чем чисто верховые.

Погребенные автохтонные торфяники слагаются сильно уплотненными торфами сокращенной мощности. Детальное изучение погребенных торфов имеет важное значение для разработки климатостратиграфии четвертичной системы. В торфе прекрасно сохраняются пыльца, споры, семена и макроостатки растительности. По ним можно с большими подробностями восстановить историю смены растительно-климатических обстановок во времени.

## Глава 8

### Коллювиальный (склоновый) ряд

Продукты разрушения горных пород или элювиальные образования являются источником материала, разносимого по поверхности суши. Тем самым они дают начало всем остальным континентальным отложениям. Первым этапом этого переноса является *склоновая денудация*, когда разрыхленные массы смещаются от водораздельных участков к подножьям склонов. Все склоновые отложения, возникающие путем накопления смещаемых вниз по склонам к их основаниям продуктов разрушения горных пород, называются *коллювием* (от лат. colluvio – скопление, беспорядочная группа). В соответствии с основными видами склоновой денудации, резко отличающимися по своей физической природе, выделяются пять генетических типов склоновых образований: *обвальный, осыпной, оползневой, солифлюкционный и делювиальный*. Обвальный, осыпной и оползневой типы отложений часто выделяют в отдельную группу – *гравитационную* (от лат. gravitas – тяжесть), так как в образовании этих отложений, перемещении их вниз по склонам ведущее значение имеет сила тяжести.

#### 8.1. Обвальный тип

*Обвальный коллювий*, или *дерупций* (от лат. deueere - падать), характерен для горных районов. На равнинах он практически отсутствует. Но даже в горных странах обвальные образования играют подчиненную роль в комплексе склоновых отложений. Наиболее крупные массы обвалов встречаются в условиях глубоко расчлененного горного рельефа. Часто они залегают у подножий тектонических уступов, с которых сорвались; последние приурочены к активно развивающимся разрывным нарушениям. Наиболее грандиозными бывают так называемые *сейсмообвалы*, вызванные сильными землетрясениями. Как пример можно привести грандиознейший Усойский сейсмообвал, произошедший в 1911 г. в ущелье р. Мургаб на Памире

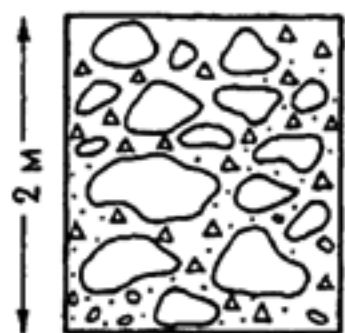


Рис. 10. Схематический разрез обвальных отложений

Масса горных пород объемом около 7 млрд. т обрушилась в долину и перекрыла её, образовав плотину до 740 м высотой. Перед плотиной образовалось Сарезское озеро. В настоящее время его длина составляет 60 км, а глубина 505 м. Во время другой сейсмической катастрофы – Хаитского землетрясения 1949 г. в Южном Тянь-Шане произошел обвал, объем которого составил около 400–500 млн. т. Скорость каменной лавины, под которой был погребен пос. Хаит, определена в 25–30 м/сек, что в

несколько раз превышает скорость самых бурных водных потоков.

Для обвальных образований характерна несортированность слагающего материала. В нем беспорядочно смешаны обломки пород самого различного состава и размера – от громадных глыб до мелко-го щебня и дресвы (рис. 10). Обломки обычно остроугольные или слабо окатанные. Между обломками часто прослеживается большое количество порошкообразного мелкоземистого материала, образовавшегося при сильных ударах и дроблении обломков. Петрографический состав последних соответствует породам склона. В связи с циркуляцией по пустотам между обломками атмосферных вод, из которых иногда откладываются минеральные вещества, чаще всего карбонаты, древние обвальные образования могут быть сцементированы в плотные глыбовые брекчии.

Рельеф молодых обвальных масс – беспорядочно бугристый, холмистый, а у древних образований он сглажен.

## 8.2. Осыпной тип

Осыпной тип отложений, или осыпи (камнепады), называют еще *десперсий* (от лат. *despergo* – сыпаться). Это – обломочный материал, отделяющийся от скальных горных пород склона в результате физического выветривания и скатывающийся под действием силы тяжести к основанию склона. Осыпные процессы не носят катастрофического характера. По сравнению с обвальными, осыпные накопления распространены гораздо шире. Осыпи являются характерным элементом горного ландшафта, особенно высокогорных аридных зон, где продукты выветривания не закрепляются растительностью. Здесь



они образуют отдельные крутые конусы осыпания или сомкнутые шлейфы, прослеживающиеся на большие расстояния вдоль подножий склонов. В равнинных условиях осыпи редки. Они развиваются на крутых склонах речных долин, прорезающих коренные породы в местах их выхода на поверхность.

Основными условиями образования осыпей являются крутые склоны со скальными выходами пород и сухой резко континентальный или морозный климат. Здесь происходит образование и накопление продуктов выветривания в виде глыб и щебня. Максимальное количество камнепадов приходится на период дождей и снеготаяния. При скатывании обломков происходит их дробление, вследствие чего размер их обычно меньше 1 м, хотя встречаются и более крупные – глыбы. В составе осыпных накоплений резко преобладает щебень разной величины. Обломки не окатаны, хотя бывают значительно обтерты. Исключение составляют осыпи, образующиеся при выветривании конгломератов или галечников. Здесь окатанность обломков возникла ранее в процессе их образования в водной среде.

Важной особенностью осыпного материала является связь его петрографического состава с составом пород, слагающих склоны. Так, резко отличаются по количеству крупных обломков осыпи, развитые на крепких скальных породах (гранитах, гнейсах, базальтах и др.), от осыпей, развитых на менее плотных осадочных породах (мергелях, доломитах и др.) и различных сланцах. В отличие от обвальных, в разрезах осыпных накоплений намечается некоторая сортированность материала. Она выражается в концентрации более крупных и тяжелых обломков в основании осыпного конуса или шлейфа, так как более крупные и тяжелые обломки, начав свое движение, катятся дальше мелких и легких. На подвижность обломков влияет степень увлажнения материала, строение и свойства коренных пород склона и угол его наклона.

Свежие или молодые осыпи – обычно рыхлые, несцементированные (рис. 11,А), они подвижны. Чем древнее осыпь, тем более плотным является ее сложение. В древних осыпях пространство между обломками постепенно заполняется мелкоземом (рис. 11,Б). Вначале им может обогащаться только нижняя часть осыпи. Тогда образуется осыпь сложного двучленного строения с плотным основанием и верхним слоем рыхлого сложения (рис. 11,В). Для осыпей сложного

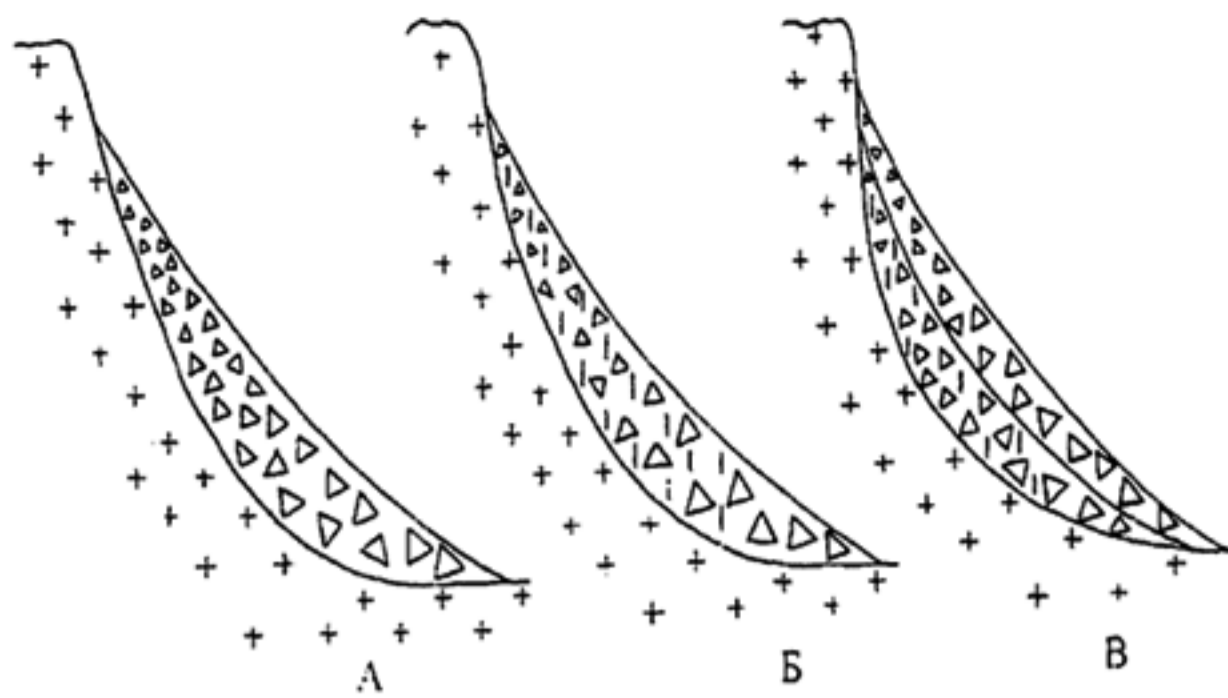


рис. 11. Схемы строения осыпей различного типа: А - рыхлых; Б - плотных; В - сложных.

Крестом обозначены коренные породы склона, треугольниками—крупнообломочная масса, вертикальными штрихами — мелкозем

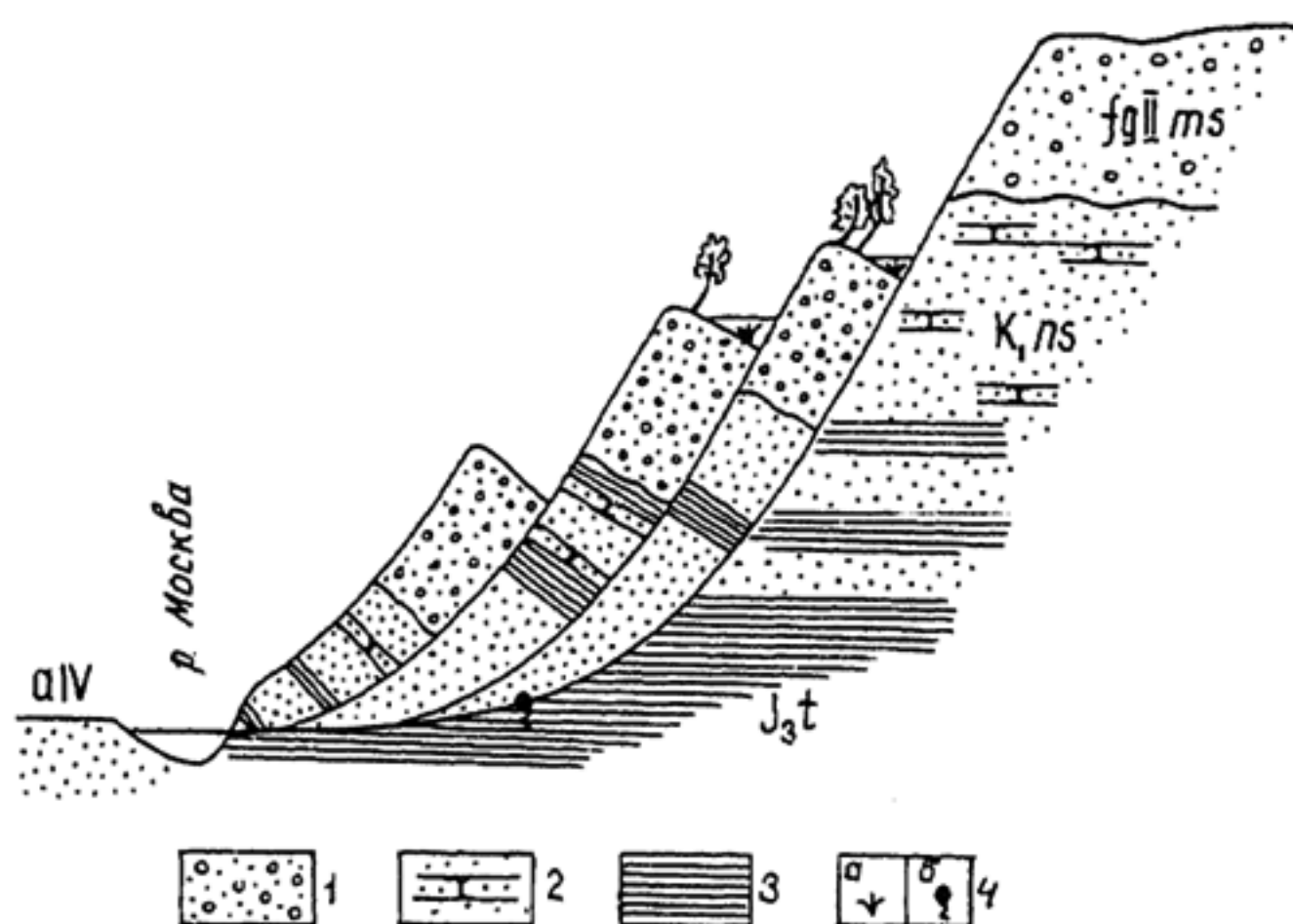
строения характерно медленное неравномерное сползание верхнего слоя по нижней пластичной мелкоземистой подстилке. Наиболее интенсивно этот процесс идет в период таяния снега и после ливней, когда суглинистая подстилка смачивается водой и скольжение по ней значительно возрастает. С течением времени мелкозем заполняет все пространство между обломками, и осыпь становится плотной, неподвижной. Развивается почвенный покров, и осыпь зарастает растительностью. В районах распространения карбонатных пород характерна цементация осыпных отложений углекислым кальцием. Такая цементация превращает рыхлые осыпные накопления в крепкие брекчии. Как правило, сцементированными бывают не современные, а древние четвертичные осыпи.

### 8.3. Оползневой тип

Оползневые образования еще называют *деляпсий* (от лат. *delabi* — соскальзывать). Деляпсий формируется при соскальзывании крупных блоков или разрушенных масс пород по возникающим в массиве склона поверхностям скольжения. Основными условиями возникновения оползней являются наличие достаточно крутых склонов (обычно не менее  $25^\circ$ ) и увлажнение определенной части пород в области склона. Именно насыщение оползающих масс поверхностными или грунтовыми водами часто является основной причиной возникновения оползней. Кроме того, благоприятными условиями для развития оползней является наличие водоупорных глин или суглинков, которые, смачиваясь водой, образуют поверхности, по которым сползают вышележащие породы. Часто

такими водоупорами служат древние морены. Если эти поверхности наклонены к реке или морю, которые еще и подрезают крутые высокие склоны, лишая их устойчивости, образование оползней может приобретать катастрофический характер. Так, на морских побережьях в районе Одессы и Ялты, по берегам Волги, Оки, Днепра и многих других рек оползни развиты очень широко. В целом же оползни наиболее характерны для областей гумидного климата как горных, так и равнинных областей.

Различают два основных типа оползней – *блоковые* и *поточные*. Образование **блоковых** оползней заключается в соскальзывании крупных блоков пород, сохраняющих при этом в той или иной мере свое внутреннее строение. В частности, может сохраняться и стратиграфическая последовательность слагающих эти блоки слоев. Литологический состав таких оползневых масс полностью отвечает составу коренных пород. В рельефе блочных оползней хорошо выражены следующие формы: *стенка отрыва* (или ниша срыва), *оползневая масса*, *присклоновое* или *тыловое понижение* – *западина*, образующаяся вследствие того, что поверхность оползневой массы чаще всего запрокинута к склону (рис.12). Здесь в образовавшемся понижении всегда скапливается поверхностная вода, приводящая к заболачиванию. На самой оползневой массе деревья наклоняются, образуется так называемый “*пьяный*” лес. Скопления оползневых масс имеют бугристо-западинный рельеф.



**Рис. 12.** Схема оползневых образований.

1 - песчано-галечные отложения; 2 - пески и песчаники; 3 - глины; 4 - заболаченность (а); родники (б).

**Поточные оползни** развиваются преимущественно на глинистых или легко оглинивающихся при выветривании горных породах. При развитии поточных оползней сорвавшийся блок распадается, превращаясь в насыщенную водой обломочную массу. Эта масса движется вниз по склону уже в виде потока по законам пластического или вязкого течения. Возникающие таким путем оползневые массы являются уже вновь образованными отложениями. В отличие от блоковых, в поточных оползнях не сохраняются какие-либо черты внутреннего строения коренных пород склона. На поверхности потока образуются валы и гряды, своеобразные “морщины” поперечные к направлению течения.

Помимо крупных блочных и потоковых оползней широко развиты менее значительные по размерам *оплывины* – соскальзывающие вниз небольшие массы отложений, главным образом делювия или лессов, перекрывающих склоны. Стенки отрыва таких оплывин обычно неглубокие и непротяженные, так как они неглубоко захватывают склон.

Оползни имеют большое инженерно-геологическое значение, так как представляют серьезную опасность для любого строительства, особенно зданий и дорог.

#### 8.4. Солифлюкционный тип

Солифлюкционные отложения (от лат. *solum* – почва и *fluere* – течь, течение грунта) впервые были выделены Андерсоном в 1906 году. Они образуются в процессе *солифлюкции*, или вязкопластичного течения, переувлажненного поверхностного слоя грунта вниз по склону под воздействием силы тяжести. Течение грунта активно протекает в поясе субполярного и субнивального климата, где развита постоянная или “вечная” мерзлота, а также во влажном тропическом и экваториальном поясах. В первом случае процесс течения грунта называется собственно *солифлюкцией* или мерзлотной (криогенной) солифлюкцией; во втором случае это *тропическая* солифлюкция.

Развитие мерзлотной солифлюкции связано с возникновением во время теплого сезона оттаивающего или деятельного слоя, насыщенного водой. В этом деятельном слое переувлажненная до вязко-текучей консистенции рыхлая масса грунта приходит в состояние

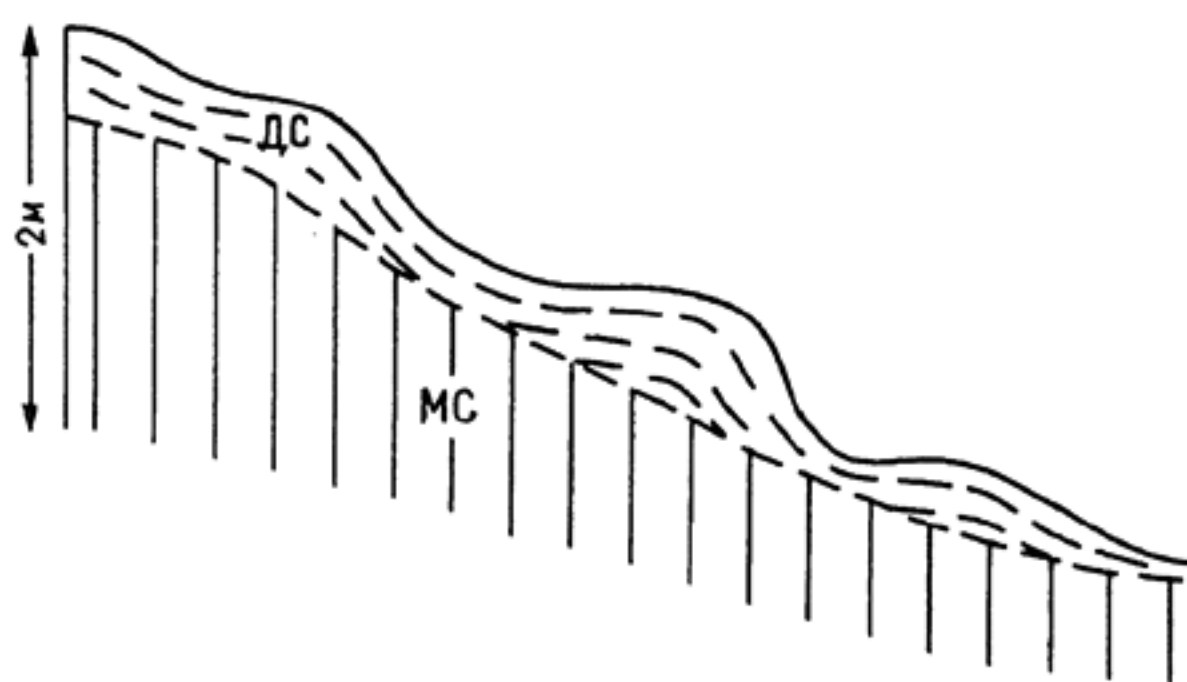


Рис. 13. Солифлюкционные террасы.  
 ДС - деятельный слой; МС - мерзлый слой

вязкого течения уже при уклонах в  $2-3^\circ$  и наиболее активно идет на склонах с уклоном  $5-20^\circ$ . Скорость движения материала при солифлюкции очень мала и обычно измеряется сантиметрами, редко первыми метрами за сезон. Легче всего текут песчано-глинистые грунты. На поверхности склона течение грунта выражается в образовании чешуеобразных или языкообразных в плане натечных ступенек микрорельефа. Эти ступеньки называются *солифлюкционными террасами* (рис.13). Охватывая весь склон, солифлюкционное течение активнее протекает вдоль его ложбинообразных понижений. Из устьев такого рода понижений солифлюкционные массы дальше всего выдвигаются на дно долин, образуя солифлюкционные потоки.

Солифлюкционному смещению подвергаются не только песчано-глинистые породы, но и массы грубообломочного морозобойного элювия скальных пород. Это происходит в том случае, если в основании грубообломочной массы скапливается достаточное количество мелкозема. Этот мелкозем легко размокает до текучей консистенции и становится как бы смазкой, по которой двигаются глыбово-щепнистые развалы. В результате такого смещения обломков и глыб по увлажненной глинистой подстилке возникают подвижные каменные россыпи или *курумы* ("курум" по-якутски значит камень). На пологих водоразделах они образуют целые поля — *каменные моря*. Ниже по склону, концентрируясь в ложбинах, они разбиваются на отдельные полосы, образуя *каменные реки*. У подножий склонов каменные потоки обычно сливаются и образуют обширные шлейфы *глыбовых россыпей*, имеющих в плане языкообразную форму. Массы этих шлейфов подножий, прекратившие свое движение, и являются солифлюкционными отложениями в строгом смысле слова. Вверх



Рис. 14. Солифлюкционные текстуры течения (в разрезе)

по склону они переходят в мало-мощный солифлюкционный покров, продолжающий движение. Здесь еще происходит транспортировка материала, и солифлюкционный покров только условно можно назвать отложениями.

Солифлюкционные отложения как на склонах, так и у их подножий, разнообразны по своему составу: от глин и суглинков до щебня и валунов, в зависимости от слагающих

склон горных пород. Характерно отсутствие сортировки обломочного материала по крупности. В них широко распространены текстуры течения и смятия (рис. 14), ориентированные в направлении уклона.

Присутствие в разрезах четвертичных континентальных отложений солифлюкционных накоплений или горизонтов со следами криогенного смещения является для средних широт неоспоримым свидетельством резких похолоданий климата. Нередко можно наблюдать, как горизонты погребенных почв черноземного или подзолистого типа, являющиеся показателями умеренного климата, разорваны солифлюкцией. В этом случае можно с уверенностью сказать, что умеренный климат сменился на холодный, ледниковый.

В районах экваториального влажного климата происходит вязко-пластичное течение переувлажненного грунта в условиях его переменного просыхания и намокания. Отложения *тропической солифлюкции* представлены в основном глинистым материалом тропического элювия или химических кор выветривания, перемещающимся или скользящим по склонам крутизной от 3–10° до 20–25°. Как и для криогенной солифлюкции, характерны натечные солифлюкционные терраски.

К отложениям тропической солифлюкции приближаются *дефлюкционные* (от лат. defluo – истекаю) отложения, представляющие собой массы вязко-пластичного грунта, медленно смещающиеся на склонах под влиянием силы тяжести и увлажнения. Дефлюкционные отложения формируются в условиях гумидного климата на равнинах и плоскогорьях на склонах крутизной от 8–10° до 35°. В горных рай-

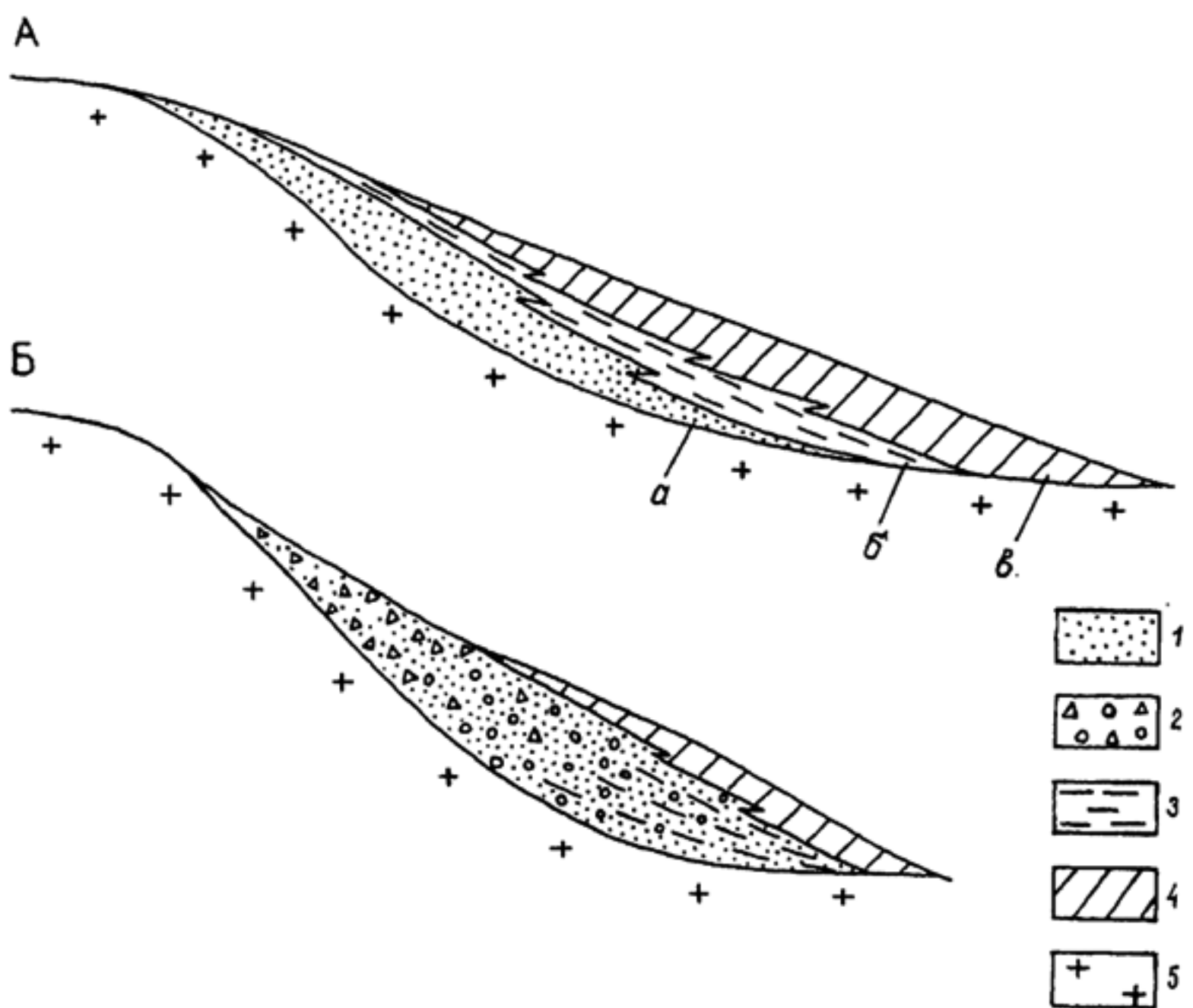
онах они встречаются в нижних частях склонов. Скорость движения грунта измеряется долями миллиметров в год. Однако она может возрастать при усилении увлажнения.

### 8.5. Делювиальный тип

Впервые *делювий* (от лат. *deluo* – смываю) как самостоятельный генетический тип был выделен А.П.Павловым в 1890 г. Делювиальные отложения формируются на пологих склонах и у их подножия в результате плоскостного смыва обломочного материала. Он осуществляется непостоянными безрусловатыми струйками дождевых и талых вод. Эти мелкие струйки представляют собой миниатюрные водные потоки глубиной от 2–3 до 10–25 см. В результате деятельности струек на склонах формируется сеть мелких плоскодонных безруловых ложбин, которые называют *делли*, или более глубоких *эрозионных борозд* и *рытвин*. Активность склонового смыва зависит от количества стекающей воды. Однако склоновый смыв может проявляться только там, где нет сплошного растительного покрова. При густом растительном покрове даже во время сильных ливней плоскостного смыва на склонах практически не происходит. Поэтому наиболее благоприятными для формирования делювия являются семиаридные обстановки зон степей и саванн. Здесь растительный покров склонов сильно разрежен, а сток по склонам в отдельные сезоны года достаточно интенсивен. В гумидных климатических условиях делювий образуется на склонах, лишенных растительности часто вследствие их распашки или вырубки лесов.

Делювиальные отложения в рельефе образуют полого наклонные вогнутые *шлейфы*, покрывающие нижние части склонов. Шлейфы выклиниваются как к верхним частям склонов, так и в сторону dna долины. Наиболее широко и типично делювиальные шлейфы развиты в равнинных и холмистых районах, сложенных рыхлыми или легко разрушающимися при выветривании осадочными породами. В зависимости от состава коренных пород склона меняется и состав делювия. Однако в нем всегда преобладают суглинки и супеси. В равнинных условиях они обычно в той или иной степени обогащены песком мелким и гравием, в горах – дресвой и щебнем (рис. 15).

Для делювия характерны признаки водной сортировки. Она выражается в слоистости, в уменьшении крупности материала делюви-



**Рис. 15.** Схемы строения делювиальных покровов у подножий пологих (А) и крутых (Б) склонов.

*a* – *в* - фации делювия: *a* - присклоновая, *б* - срединная, *в* - периферическая. 1 - песок, 2 - щебень, галька, 3 - супесь, 4 - суглинок, 5 - коренные породы

ального шлейфа к его основанию. В вертикальных разрезах делювиальных отложений наблюдается уменьшение крупности обломочного материала снизу вверх. В полных типичных разрезах в строении делювия выделяются три фации: *присклоновая*, обогащенная более крупным обломочным материалом, *срединная* с более мелким материалом и четкой слоистостью и *периферическая* или *низовая*, сложенная наиболее тонким материалом (рис. 15, А). В процессе накопления делювия границы фаций постоянно смещаются в зависимости от интенсивности плоскостного смыва, зависящего, в свою очередь, от количества дождевых осадков и талых вод. Слоистость в делювии обычно параллельна склону или поверхности шлейфа. Она выражена чередованием материала различного механического состава и разного тона окраски. Наиболее четко слоистость прослеживается в относительно грубых разностях горного делювия. В тонкозернистых суглинистых и



глинистых разностях, преобладающих в делювии равнинных стран, слоистость выражена слабее, а иногда и вовсе незаметна. Мощность делювия в верхней части шлейфа мала (1–2 м). Затем она резко увеличивается и над погребенной подошвой склона достигает максимума (10–15 м). В низовой части шлейфа она вновь уменьшается.

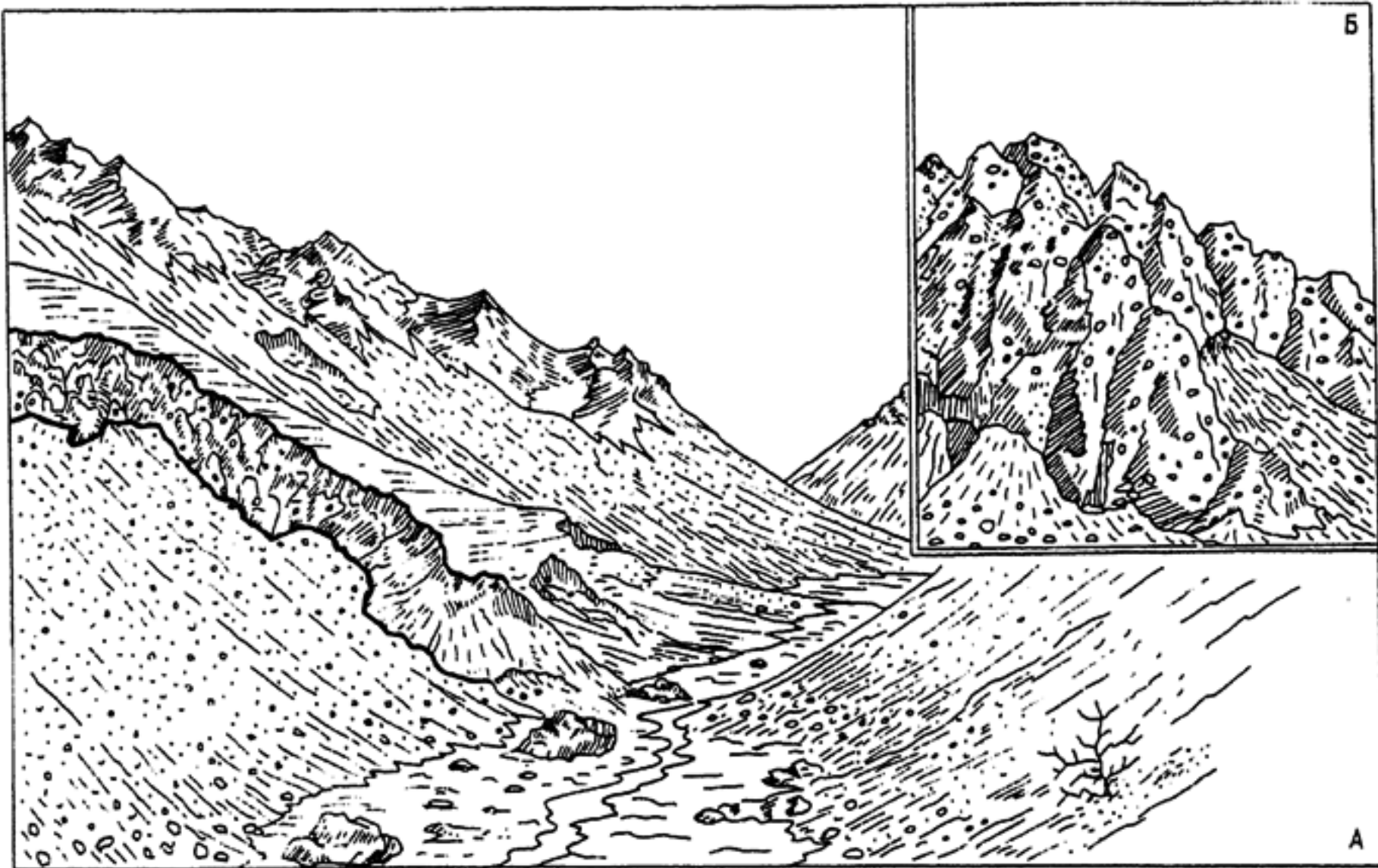
Для целей стратиграфии четвертичной системы наибольшее значение имеет делювий равнинных стран. Здесь в толщах делювия широко распространены погребенные почвы, свидетельствующие о длительных перерывах в его формировании. Погребенные почвы формировались в те отрезки времени, когда древние склоны одевались сплошным растительным покровом. Это могло происходить только в фазы потепления и увлажнения климата. Следовательно, разрезы делювия благоприятны для разработки детальной климато-стратиграфии четвертичной системы.

## 8.6. Смешанные типы отложений

В результате совместного развития нескольких склоновых процессов формируются парагенетические типы отложений: *солифлюкционно-осыпные*, *солифлюкционно-делювиальные*, *гравитационно-делювиальные*.

**1. Солифлюкционно-осыпные** отложения отличаются от обычных осыпных тем, что при их формировании помимо простого механического скатывания обломочного материала вниз по склону, существенную роль играют процессы солифлюкции. Из-за этого на поверхности таких отложений образуются небольшие оплывины. С поверхности такие осыпи обычно слагаются мелкощебнистым материалом с большим количеством дресвы. Большую роль играет тонкий алеврито-суглинистый материал, образующийся в результате выветривания пород, количество которого с глубиной увеличивается.

Солифлюкционно-осыпные отложения развиты в субнивальной зоне, на склонах древних каров, цирков, трогов. Среди них выделяются как современные, так и более древние отложения. Последние часто образуют резко выделяющиеся останцы среди более молодых осыпей обычного типа (рис. 16). Эти останцы в настоящее время подвергаются интенсивному выветриванию и разрушению с образованием характерных форм в виде “*земляных пирамид*”.



**Рис. 16.** Реликтовые солифлюкционно-осыпные отложения (А) с характерными формами выветривания “Земляных столбов” (Б) (по А.И.Ицкову)

**2. Солифлюкционно-делювиальные** отложения образуются при совместном действии процессов солифлюкции и плоскостного смыва, что часто наблюдается на пологих склонах в субнивальном зоне. Особенно широко покровы солифлюкционно-делювиальных отложений развиты в высоких широтах в тундровой зоне. Склоны покрыты густой сетью делей, чешуями и наплывами грунта. В составе солифлюкционно-делювиальных отложений преобладает мелкозем с включением мелкообломочного материала.

**3. Гравитационно-делювиальные** отложения покрывают склоны гор средней крутизны (до  $30-40^\circ$ ) во внеледниковых зонах. Осыпание материала под действием силы тяжести сопровождается плоскостным смывом. В результате образуются шлейфы более крутые, чем обычные делювиальные. В таких отложениях обломочный материал насыщен большим количеством мелкозема и наблюдается наклонная слоистость, параллельная склону.

Генетические типы коллювиального ряда нередко образуют сочетания с отложениями аквального, элювиального, гляциального рядов. При этом образуются *обвальноморенные, делювиально-пролювиальные, элювиально-делювиальные* и др. типы отложений.

Например, в зоне современного горного оледенения обвальные массы могут попадать на поверхность долинных ледников и вместе с моренами образовывать крупные скопления, постепеннодвигающиеся вниз по долине вместе со льдом. Обвалившиеся массы обломочного материала часто не перерабатываются ледником в типичные морены, и при таянии ледника и его отступании могут образоваться своеобразные накопления, которые следует выделить как смешанный генетический тип *обвально-моренных* отложений.

К смешанному типу относятся и так называемые “*ледяные осыпи*”, выделенные М.И. Ивероновой в горах Тянь-Шаня. Они формируются на склонах троговых долин современных ледников, находящихся в стадии отступления. Отличительной чертой такого рода осыпей является то, что в их нижних частях, соприкасающихся с ледником, сохраняется “мертвый” лед, прекративший свое движение. Присутствие ледяной подстилки, существенно меняет характер движения обломочного материала вниз по склону. В результате периодического подтаивания подстилающего льда, особенно в дневное время, осыпи такого типа становятся увлажненными и “грязными”. На их поверхности образуются миниатюрные грязе-каменные потоки и оплывины, наиболее часто встречающиеся в местах скопления темноокрашенных обломков пород, сильнее прогреваемых солнцем.

**Аквальный (водный) ряд**

Основная масса продуктов выветривания и разрушения горных пород континентов переносится и переотлагается, в основном, водными потоками различных размеров – реками и ручьями. Реками в моря и океаны ежегодно выносятся 17 млрд. т наносов, что на порядок больше, чем ледниками и ветром. Поэтому водные потоки можно считать главными агентами денудации суши.

Водные потоки делятся на *постоянные* и *временные*. Последние действуют периодически во время дождей или таяния снежного покрова. Часть водных потоков, как постоянных, так и временных, течет в долинах в руслах с четко выраженными берегами. Отложения таких потоков называются *аллювием*. Другие потоки не образуют длительно действующих русел и долин. Они формируют отложения, называемые *пролювием*.

К аквальному ряду, помимо аллювиальных и пролювиальных отложений, относятся также лимнические или озерные отложения, образующиеся в озерных водоемах.

**9.1 Аллювиальный тип**

Аллювиальные отложения, или аллювий (от лат. "alluvio" – намыв, нанос), были впервые выделены английским геологом У.Баклендом в 1823 году. В России термин "аллювий" был введен В.В.Докучаевым в 1878 г. К аллювию относятся отложения всех русловых потоков, как постоянных, так и временных. Формирование аллювия происходит в результате непрерывного взаимодействия водного потока с руслом: врезанием или эрозией и аккумуляцией русло управляет потоком, и поток управляет руслом. Под действием текучей воды русло непрерывно переформируется, испытывая *деформации* трех типов. Оно понижается в результате глубинной эрозии и повышается при аккумуляции (вертикальные деформации). Перемещение русла в плане под воздействием боковой эрозии (гори-

зонтальные деформации) ведет к размыву берегов, расширению долины и формированию поймы. Движение наносов приводит к образованию в русле неровностей — перекаатов, отмелей и др. (продольные деформации).

Ведущим фактором в формировании аллювиальных отложений является гидродинамика водных потоков. Масса воды и скорость течения определяют энергию и транспортирующую способность потоков.

Водные потоки перемещают обломочный материал в виде *взвешенных* и *влекомых* наносов. В виде взвесей переносятся глинистые частицы, ил и песок. Материал, влекомый по дну, перемещается волочением, а также *сальтацией* — скачкообразным перемещением частиц донных наносов. При скорости течения 16 см/сек по дну передвигается мелкий песок. При скорости 22 см/сек двигается уже крупный песок. При скорости течения около 1 м/сек начинает двигаться мелкая галька.

Влекомые наносы могут образовывать перемещающиеся аккумулятивные гряды. Их размеры и скорость перемещения зависят от глубины и скорости потока, а также состава наносов. При минимальных расходах воды в межень на дне рек формируются песчаные микрогряды или песчаная рябь. У крупных рек (Волга, Брахмапутра и др.) они имеют высоту от 10 до 30–35 см и длину до 3–5 м. Скорость перемещения песчаной ряби вниз по течению достигает 1–1,2 м в сутки (рис. 17). При увеличении расходов воды и скорости течения увеличиваются и размеры донных аккумулятивных форм. В максимум половодья возникают гряды высотой от 7–8 до 15–17 м и длиной от 200 до 1500 м. Скорость перемещения таких гряд может достигать 300–500 м в сутки. При спаде воды гребни гряд выходят на поверхность, образуя *осередки*, постепенно превращающиеся в речные острова.

В зависимости от гидрологического режима рек, обусловленного климатом, тектоникой и рельефом земной поверхности, аллювий подразделяют на два основных типа: 1) аллювий *равнинных* рек и 2) аллювий *горных* рек. В отдельный тип выделяют аллювий рек *временного стока*, развитый как в равнинных, так и горных районах.

На формирование аллювия равнинных и горных рек большое влияние оказывают тектонические движения. Долины рек целиком или их отдельные участки могут пересекать различные тектоничес-

→ направление движения воды

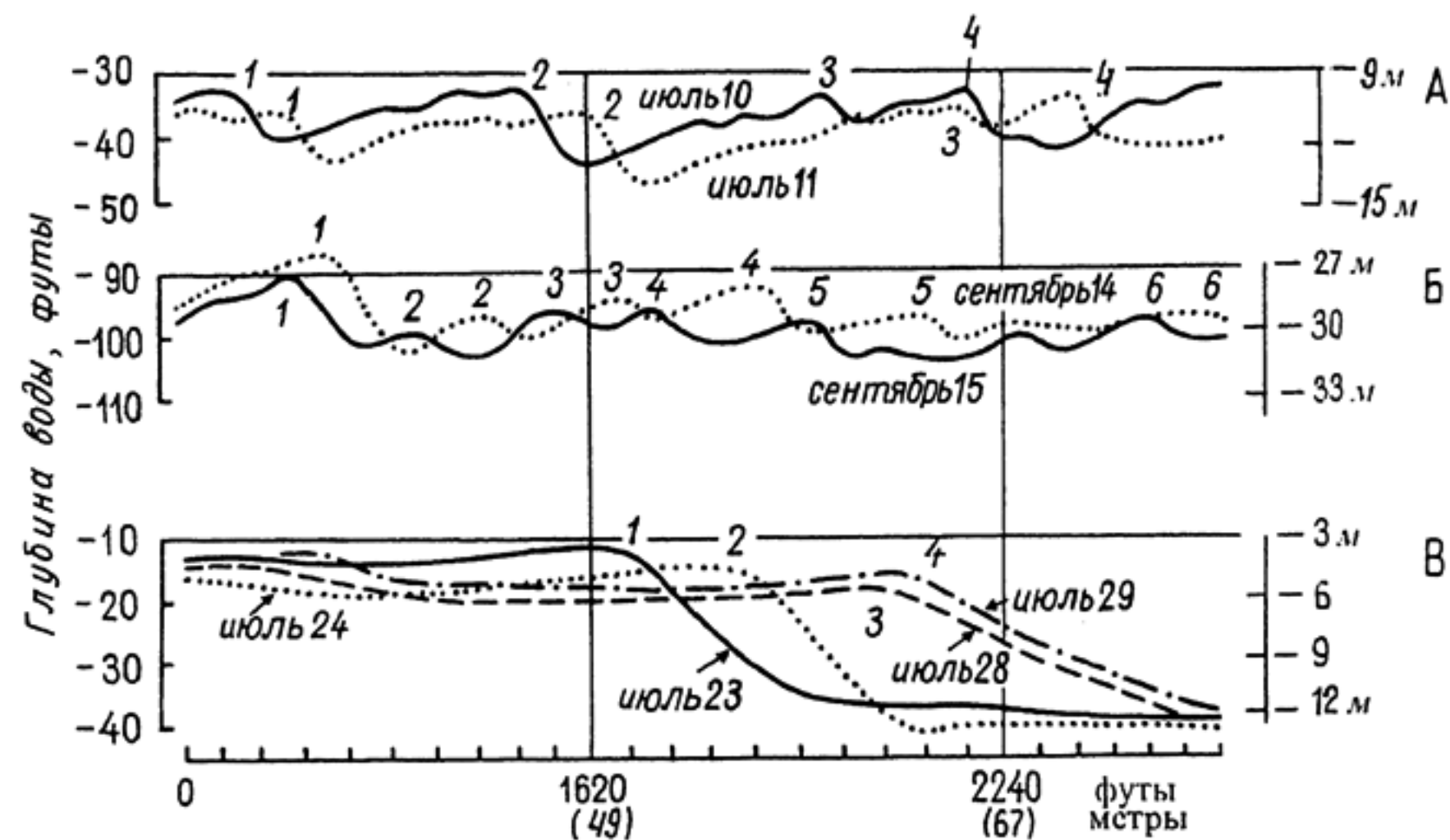


Рис. 17. Движение аллювиальных гряд на р. Брахмапутра (по В.Колеману)

кие структуры: антиклинали, синклинали, грабены, поднятые или опущенные блоки, ступени и др., испытывающие неравномерные движения. Это отражается на морфологии долин и строении аллювия.

В.В.Ламакин, а затем И.П.Карташов предложили различать в долинах рек динамические фазы аллювиальной аккумуляции: *инстративную*, *субстративную*, *перстративную* и *констративную*. **Инстративный** или выстилающий аллювий характерен для стадий преимущественного врезания реки, глубинной эрозии, характерной для участков, испытывающих тектонические поднятия. В пределах последних русла спрямленные, имеют относительно большой уклон, меньшую ширину, речной поток характеризуется повышенной скоростью течения и глубинной эрозии. Аллювий этой фазы отличается наибольшей грубостью, плохой сортировкой и обработкой материала. Инстративный аллювий выстилает узкие русла рек – тальвеги, образуя сравнительно маломощные накопления на участках выполаживания русла. Инстративный или тальвеговый аллювий имеет большое значение, так как к нему часто приурочены россыпи различных минералов.

**Субстративный** или подстилающий аллювий формируется в стадию расширения долины, когда заканчивается глубинная эрозия и начинает преобладать боковая. Вследствие подмыва берегов меандрирующим руслом дно долины расширяется, и оно выстилается грубым плохо сортированным аллювием, образующим *базальный горизонт*. Последний перекрывает инстративный аллювий.

**Констративный** или настилаемый аллювий формируется на стадии заполнения долин обломочным материалом в условиях его обильного поступления, чаще всего на участках тектонических опусканий или подпруживания. В таких условиях течение реки замедляется, русло дробится на рукава и протоки, становится разветвленным. В результате накапливаются разнообразные по строению, величине и окатанности обломков аллювиальные отложения.

**Перстративный** или перестилаемый аллювий формируется в хорошо разработанных, зрелых долинах с выположенными продольными профилями на заключительных этапах аккумулятивных стадий или на участках, где устанавливается своеобразное равновесие между несущей способностью реки и количеством поступающего в неё обломочного материала. В этих условиях происходит боковая миграция (меандрирование) русла по дну долины, перемыв и переотложение ранее накопленного материала. Перстративный аллювий отличается хорошей сортированностью материала, окатанностью и небольшим количеством тонких частиц.

На протяжении одной долины участки с различным динамическим типом накопления аллювия могут неоднократно сменять друг друга. Особенно это характерно для долин горных рек.

### 9.1.1. Аллювий равнинных рек.

Главной чертой аллювия равнинных рек является то, что в нем выделяются три основные фации: *русловая, пойменная и старичная*. Различие в их строении обусловлено энергетически неодинаковой обстановкой формирования осадков.

**Русловой аллювий** формируется в высокоэнергетической обстановке речных русел из влекомых наносов и слагается наиболее грубым обломочным материалом – от грубых песков до крупных галек. Для руслового аллювия характерны сортированность и окатанность обломков, а также разномасштабная косая слоистость, образующаяся в результате наложения друг на друга аккумулятивных гряд различ-

ной формы и размеров, перемещающихся по дну. Сортировка и окатанность обломков возрастают вниз по течению рек. Петрографический состав руслового аллювия зависит от геологического строения бассейна реки и от степени переработки материала в процессе сноса. В низовьях рек преобладают обломки наиболее устойчивых пород и минералов.

Формирование руслового аллювия различно в меандрирующих (изгибающихся) и в прямолинейных руслах. В меандрирующих руслах под воздействием центробежных сил на изгибах образуется подводное поперечное циркуляционное течение (поперечная циркуляция). Это течение играет важную роль в перемещении наносов на излучине.

В меандрирующих руслах имеются три основные гидродинамические обстановки накопления аллювия: 1) *плес* или *стрежень* у вогнутого берега с наибольшими глубинами русла и скоростями течения, 2) *перекаты*, расположенные между плесами, на прямолинейных отрезках русла и 3) *прирусловые отмели (побочни)*, расположенные у выпуклого берега (рис. 18). В соответствии с этим выделяются и три главные субфации руслового аллювия: 1) *стрежневая* или *плесовая*, 2) *перекатов* и 3) *прирусловой отмели (побочневая)*.

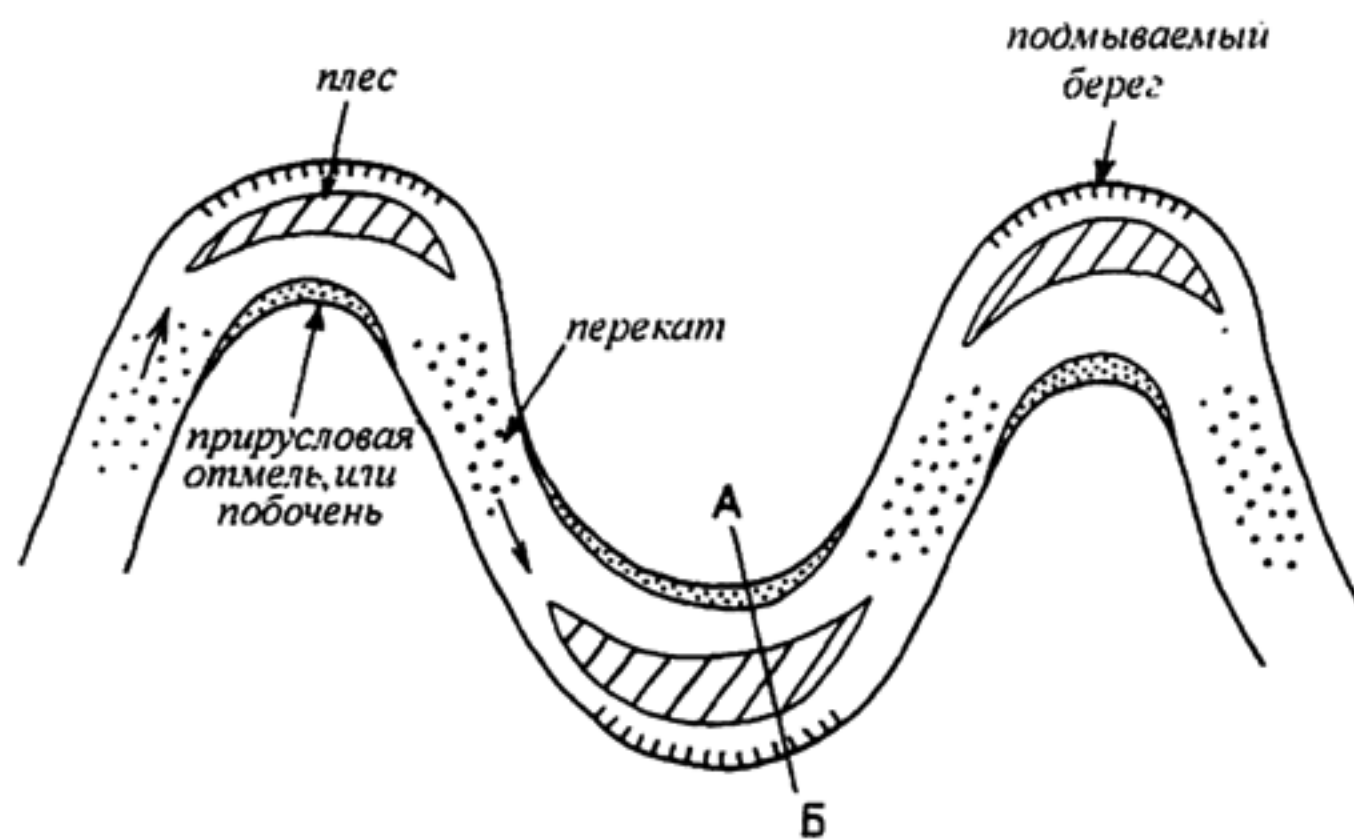
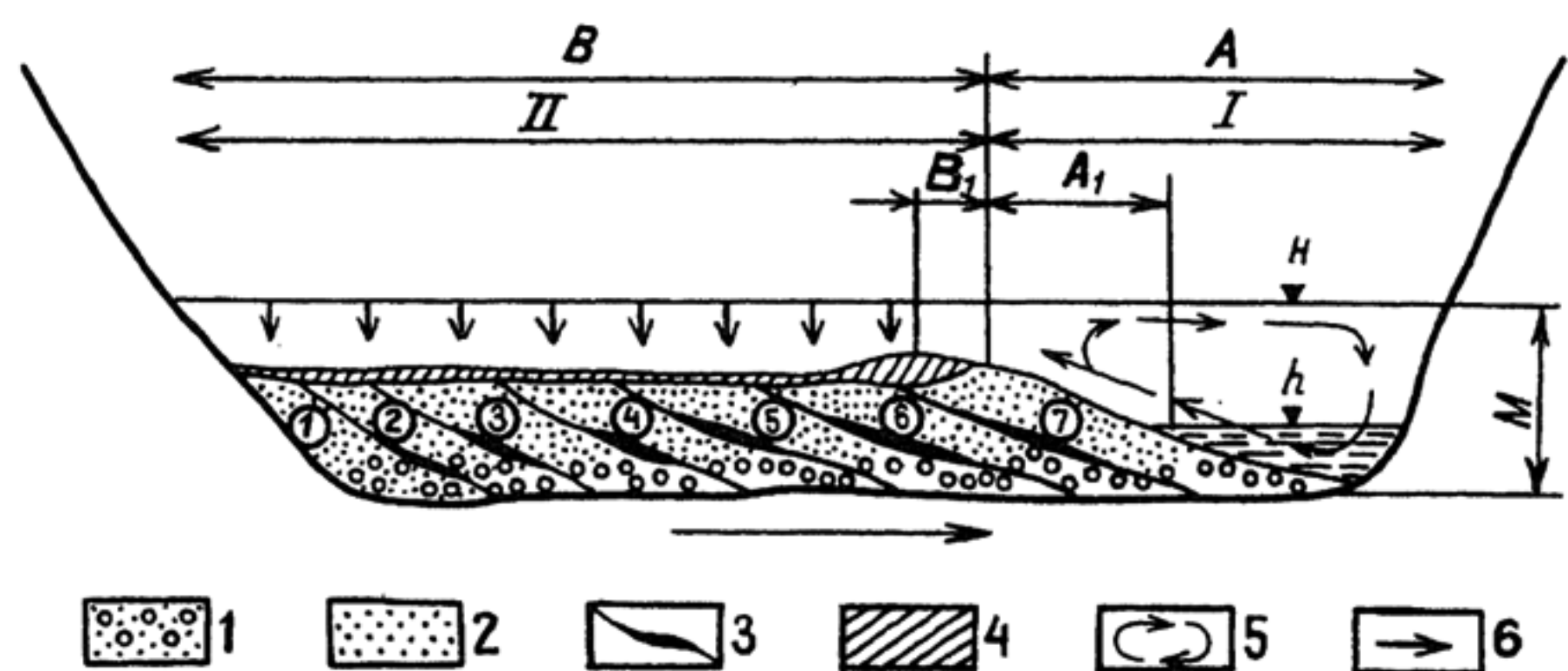


Рис. 18. Обстановки накопления аллювия в меандрирующих руслах





**Рис. 19.** Схема формирования перстративного аллювия (по Е.В. Шанцеру).

$A$  - русло ( $A_1$  - прирусловая отмель);  $B$  - пойма ( $B_1$  - прирусловой вал);  $H$  - уровень полых вод;  $h$  - уровень межени;  $M$  - нормальная мощность аллювия.  $I$  - зона намыывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами (цифры в кружках (1-7) - последовательно образующиеся слои руслового аллювия);  $II$  - зона осаждения взвешенных наносов.

1-2 - русловой аллювий: 1 - грубозернистые пески, гравий и галька, 2 - мелко- и тонкозернистые пески; 3 - прослой заиления; 4 - пойменный аллювий; 5 - токи поперечной циркуляции в русле; 6 - направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

Стрежневая субфация характеризуется наибольшей грубозернистостью и большим разнообразием размеров обломков. В субфации перекаатов преобладают хорошо отмытые пески, содержащие местами и более крупный материал. Характерна диагональная слоистость. Субфация прирусловой отмели слагается однородными хорошо сортированными, обычно мелко- и тонкозернистыми песками. Более тонкий состав песков связан с тем, что они переносятся и откладываются поперечными подводными течениями, возникающими вследствие отражения потока от вогнутого берега и транспортирующая способность которых, намного меньше основного продольного течения. Высота прирусловой отмели во время паводков постоянно возрастает за счет осаждения пойменных осадков. По ее краю, обращенному к руслу, формируется *прирусловой вал* (рис. 19). При боковой миграции русла наращиваются новые сегменты прирусловой отмели с серией новых прирусловых валов. При этом более молодые накопления аллювия прислоняются к более древним (рис. 19). При-

русловые валы, имеющие обычно 0,5–1 м в высоту, а у крупных рек до 5 м и более, слагаются крупно- и среднезернистыми песками с характерной тонкой линзовидной слоистостью. Иногда отложения прирусловых валов выделяются в самостоятельную фацию, занимающую промежуточное положение между русловым и пойменным аллювием.

В руслах рек, протекающих по рыхлым обломочным породам, например, по моренам, происходит отмыв крупных обломков от мелко-, преимущественно песчано-глинистого заполнителя. Оставшийся после перемыва крупный обломочный материал, неперемещаемый рекой, образует в руслах остаточный аллювий или *перлювий*. Перлювий обычно тяготеет к стрежню реки и бывает тесно связан со стрежневой субфацией. Впервые перлювий был выделен В.В.Ламакиным на реках севера Европейской части России, которые протекают по моренным отложениям, богатым грубыми обломками.

На широких прямолинейных участках русла обычно дробятся на рукава, разделенные островами. Это – проявление аккумулятивных процессов, характерное для констративной динамической фазы. При отделении рукава в связи с уменьшением расходов воды в нем транспортирующая способность потока уменьшается, и рукав быстро заносится наносами, поступающими из основного русла. Для рек с разветвленными рукавами субфации прирусловой отмели не характерны. В них развиты в основном субфации *островов* и разделяющих их *проток* и *рукавов*.

**Пойменный аллювий** формируется в низкоэнергетических обстановках паводковых разливов за счет осаждения частиц взвешенных наносов из воды, периодически затопляющей низкую часть долины – речную пойму (рис. 19).

Пойменный аллювий перекрывает маломощным (0,5–1 м, реже больше) покровом русловой аллювий. Он представлен песками, супесями, суглинками, глинами с горизонтальной, часто волнистой слоистостью, образующейся при равномерном осаждении наносов в спокойной гидродинамической обстановке.

В пойменном аллювии выделяется три основные субфации в зависимости от места его формирования: *прирусловая*, *центральная* и *притеррасная*. Субфация прирусловой или внешней самой высокой зоны поймы имеет наиболее грубый, менее сортированный (резкая смена скоростей течения) состав. Это в основном пески, слагающие

прирусловые валы, формирующиеся на границе русла и поймы (см. выше).

Субфация центральной поймы, более низкой по сравнению с прирусловой и поэтому более обводненной, имеет тонкий супесчано-суглинистый состав и меньшую мощность. Часто осадки имеют зеленовато-серый цвет из-за отложения в застойных условиях или черный – из-за примеси гумуса и торфообразования.

Субфация притеррасной части поймы, самой низкой, обычно имеет тонкий, глинистый состав и наименьшую мощность. В пойменном аллювии часто присутствуют тонкие прослойки погребенных почв.

**Старичный аллювий** образуется чаще всего на пойме в отмерших участках речных русел, превращенных в замкнутые водоемы. Эти узкие серповидные водоемы, бывшие речные меандры называются *староречьями*, или *старицами*. Они встречаются как в центральной, так и в тыловой или притеррасовой частях поймы. Основную массу старичного аллювия составляют тонкие осадки с четкой горизонтальной слоистостью. Характерно обилие органического вещества. В старичном аллювии выделяются три горизонта, отвечающие трем стадиям развития старицы – *проточной*, *озерной* и *болотной*. Нижний горизонт состоит из чередования песков, супесей и суглинков, которые образуются во время периодического возобновления стока по староречью во время половодий. После прекращения стока в застойных, близких к озерным условиям отлагаются горизонтально слоистые голубовато-серые, зеленовато-серые илистые осадки, слагающие средний горизонт старичного аллювия. На стадии заболачивания стариц часто происходит накопление торфа. Позднее осадки старичной фации могут перекрыться пойменными и перейти в погребенное состояние.

Аллювий равнинных рек в разнообразных природных климатических условиях может приобретать специфические черты строения. Так, для аллювия субарктической зоны характерна большая льдистость всех отложений, особенно пойменных, достигающая 70-80%; лед присутствует в виде прослоев, линз или в виде цемента обломочного материала. Более крупные прослойки льда достигают нескольких метров мощности.

Реки лесных зон с сильно заболоченными, залесенными и изобилующими проточными озерами водосборами обычно имеют маломощные пойменные осадки. Это связано с тем, что реки таких рай-

онов из-за многочисленных озер характеризуются зарегулированностью стока, и паводки на них имеют малую высоту. Мутность вод таких рек незначительная, и они несут мало взвешенных наносов.

В степных и полупустынных зонах пойменные фации аллювия получают более широкое развитие. Это связано с резко повышенной мутностью этих рек в связи с большой активностью склонового смыва на водосборах. Большое количество взвешенных наносов и высокие половодья создают условия для накопления мощного пойменного аллювия.

Вода засушливых районов содержит значительное количество растворенных карбонатов. При повышении температуры они выпадают в осадок, вследствие чего происходит цементация обломочного материала. Поэтому русловой аллювий таких рек часто представлен конгломератами, гравелитами, песчаниками.

### 9.1.2 Аллювий горных рек

**Типы горных рек.** Реки горных областей по характеру формируемых ими аллювиальных отложений можно подразделить на три основных типа. К первому типу относятся мелкие водотоки, которые не в состоянии перерабатывать обломочный материал, поступающий со склонов. Они формируют в основном перлювиальные отложения и зачаточный русловой аллювий.

Ко второму типу рек относятся более значительные по своим расходам потоки, которые уже полностью перерабатывают поступающий в них обломочный материал. Реки этого типа, находясь в стадии врезания, текут в узких ущелистых долинах и формируют интративный русловой аллювий.

Третий тип горных рек представлен наиболее крупными реками (Терек, Зеравшан, Вахш, Пяндж и т.п.) с наибольшими расходами воды и хорошо разработанными долинами, в которых широкие участки с поймами и надпойменными террасами чередуются с ущелистыми, где пойма и террасы практически отсутствуют. Аллювий таких рек характеризуется наиболее полным развитием русловых фаций всех динамических фаз, часто сменяющих друг друга, как в разрезе, так и на близрасположенных участках.

**Основные факторы, влияющие на формирование аллювия горных рек.** Решающую роль в формировании горного аллювия играют климат и новейшая тектоника, которые обуславливают гид-

ТРОГОВАЯ ЗОНА

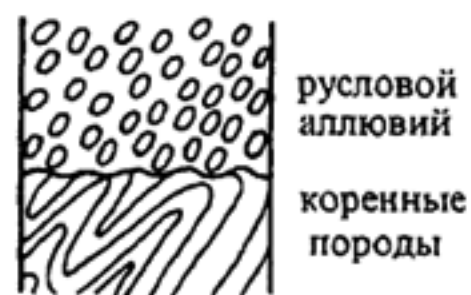


ГОРНАЯ ЗОНА

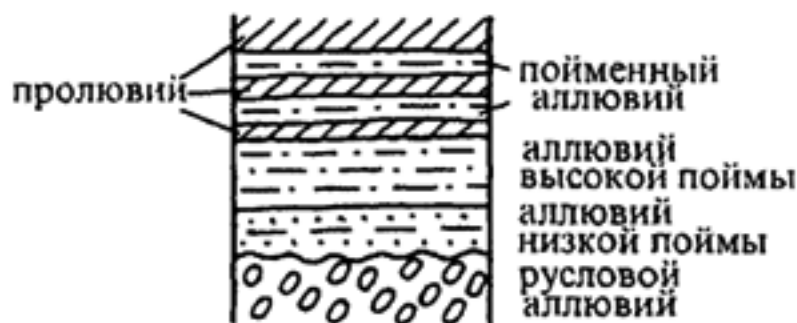
ВПАДИНЫ



ПЕРЕМЫЧКИ



ПРЕДГОРНАЯ ЗОНА



ПОДГОРНО-РАВНИННАЯ ЗОНА



Рис. 20. Типы строения горного аллювия в различных геоморфологических зонах

родинамику потока, тип и строение русла и долины реки на разных её участках. Расходы воды, скорость течения, турбулентность – все это производные климата и неотектоники. Благодаря значительным уклонам русел течение горных рек достигает больших скоростей (до 6 м/сек и более) и приобретает бурно-турбулентный характер, с совершенно иными, по сравнению с равнинными реками, продольной и поперечной циркуляциями. Масса воды как бы закручивается по спирали в горизонтальной и вертикальной плоскостях. В связи с этим горные реки обладают огромной размывающей, эродирующей и транспортирующей способностью. Наивысшее содержание наносов в паводок в горных реках может достигать 50–60 кг/м<sup>3</sup>, когда они практически становятся селевыми (грязевыми) потоками. Та же величина на равнинных реках составляет всего 1 кг/м<sup>3</sup>.

В геоморфологическом отношении долины высокогорных рек подразделяются на четыре части: *троговую (ледниковую), горную, предгорную и подгорно - равнинную* (рис. 20). Реки, имеющие ледниковое питание, в высокогорной троговой зоне текут по плоскому дну трога, разветвляясь на рукава и протоки. В горной части, в связи с неравномерными новейшими и современными тектоническими движениями и структурой, долины рек имеют ярко выраженный четковидный характер: они расширяются на участках, испытывающих от-

носительные прогибания, и сужаются до ущелистой или каньонобразной формы на поднимающихся участках. В соответствии с этим в них меняется тип русла и характер эрозионных или аккумулятивных процессов, формирующих аллювий. Однорукавные прямолинейные или слабо изгибающиеся русла характерны для поднимающихся участков, и в них идет преимущественно эрозия с накоплением лишь на отдельных участках инстративного аллювия. В четковидных расширениях — частных впадинах — русло разветвленное, дробящееся на многочисленные протоки, разделенные косами и островами. Здесь идет аккумуляция аллювия констративного типа. Извилистое однорукавное русло с частыми излучинами характерно для относительно спокойных в тектоническом отношении участков. Аллювий формируется здесь по перстративному типу.

В предгорьях долины рек обычно расширяются, русло дробится на ряд протоков и рукавов. В подгорно-равнинной области долины рек, как правило, сходны с равнинными.

**Основные фации горного аллювия.** В аллювии горных рек преобладает русловая фация. Меньше, чем в аллювии равнинных рек, развиты осадки пойменной фации. Кроме русловой и пойменной фации, выделяются еще фации *подпруживания* и *природных экранов*.

**Русловая фация.** Современный русловой аллювий *прямолинейных русел* горных рек чаще всего представляет инстративный аллювий. В нем выделяются две основные субфации: *стрешневая* и *прибрежная*, формирующиеся в разных гидродинамических обстановках и отличающиеся по своему механическому составу. Стрешневая субфация формируется в русле, где скорости течения наивысшие и крупность перемещаемых наносов наибольшая. Для стрешневой субфации характерно черепитчатое залегание уплощенных валунов и галек, с наклоном их коротких осей по течению, причем угол наклона прямо пропорционален скорости течения.

В береговой зоне, где течение вследствие большой шероховатости берегов замедленное, становится возможным накопление более мелких фракций аллювия — прибрежная субфация. Крупность отложенной прибрежной субфации может быть в 2–5 и более раз меньше стрешневой. В прибрежной зоне длинные оси валунов и галек, в отличие от стрешневой, ориентированы уже не перпендикулярно, а под косым углом к направлению потока. Углы наклона валунов и галек здесь значительно уменьшаются, вплоть до практически горизон-

тального залегания. Четкую границу между стрежневой и прибрежной субфациями провести трудно, так как изменение скоростей течения и следовательно, и гранулометрического состава отложений, а также ориентировки обломков, происходит постепенно, без резких скачков. Однако крайние члены этого непрерывного ряда отличаются достаточно резко.

В руслах вследствие вымывания мелких фракций происходит выстиление дна обломками повышенной крупности, что приводит к значительному погрубению русловых отложений (в основном, стрежневой субфации). В результате этого процесса в аллювии часто формируются слои отложений, характеризующиеся наиболее грубым гранулометрическим составом (обычно это крупные валуны до 0,5—1 м в поперечнике) и отсутствием даже в качестве заполнителя отложений мелких фракций. Такого рода отложения, накопившиеся в процессе вымывания мелких фракций из руслового аллювия, можно отнести к субфации *отмостки*, широко распространенной в русловых отложениях горных рек.

Отмостка русел крупными обломками может происходить на отдельных участках в главной реке также ниже впадения притоков, приносящих более крупные наносы, или при выходе из боковых притоков селей (см. ниже), способных перемещать громадные валуны и глыбы, или вследствие поступления в реку крупного материала с обвально-осыпных склонов.

В извилистых руслах на излучинах в горном аллювии так же, как и в равнинном, четко обособляются две фациальные обстановки, обусловленные особенностями гидродинамического режима: *плес* у вогнутого берега с наибольшими глубинами русла, а также наиболее грубыми влекомыми наносами (валуны, галька), и *прирусловая отмель (побочень)* у выпуклого берега, где размыв сменяется уже аккумуляцией наносов, по крупности во много раз меньших в сравнении с наносами, перемещаемыми у вогнутого берега.

В формировании отложений субфации прирусловой отмели принимают участие как продольные, так и поперечные течения, играющие решающую роль при распределении наносов на поворотах русла. Головные (т.е. расположенные вверх по течению) части отмели в большинстве случаев слагаются наиболее грубым обломочным материалом, приносимым продольными течениями. Вниз по излучине зона максимальных продольных скоростей смещается к вогнутому

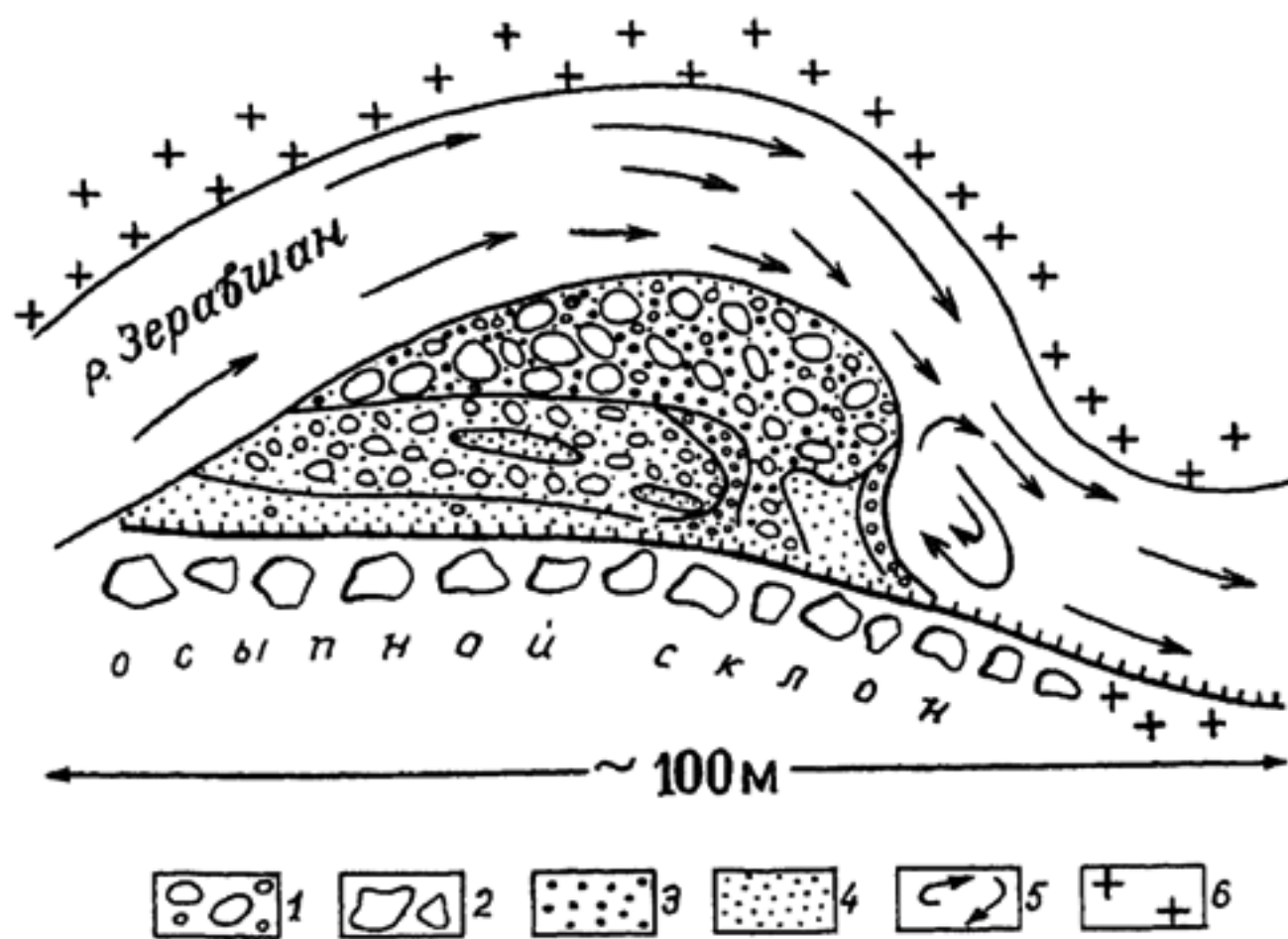


Рис. 21. Строение прирусловой отмели горной реки.

1 - галечники разных размеров; 2 - глыбы; 3 - пески грубозернистые; 4 - пески мелкозернистые; 5 - направление течения воды; 6 - коренные породы

берегу, и прирусловая отмель формируется, главным образом, за счет накопления наносов, перемещаемых поперечными циркуляционными течениями от вогнутого берега (рис. 21).

При наличии двух и более излучин, следующих друг за другом, формируются *перекаты*, характеризующиеся специфической фациальной обстановкой. Отложения субфации перекатов по своему гранулометрическому составу и облику близки к субфации прирусловой отмели, хотя слагающий перекаты обломочный материал, особенно в пристрежневой части, значительно грубее. Это сходство вызвано тем, что перекаты и отмели формируются, главным образом, под воздействием одних и тех же поперечных подводных течений.

На расширенных участках горных долин (в неотектонических впадинах, трогах и т.п.), где реки обычно дробятся на отдельные протоки, аллювиальные отложения формируются по констративному типу в разветвленных руслах. Последние характеризуются весьма специфической гидродинамической обстановкой со сложными многократными поперечными течениями. В зависимости от гидродинамических условий формирования в аллювии разветвленных русел можно выделить следующие основные субфации: 1) субфация *основных*, или *главных*, русел, представленная наиболее крупным валунно-галечниковым материалом, сходным по составу и строению с субфацией однорукавных русел; 2) субфация *второстепенных про-*



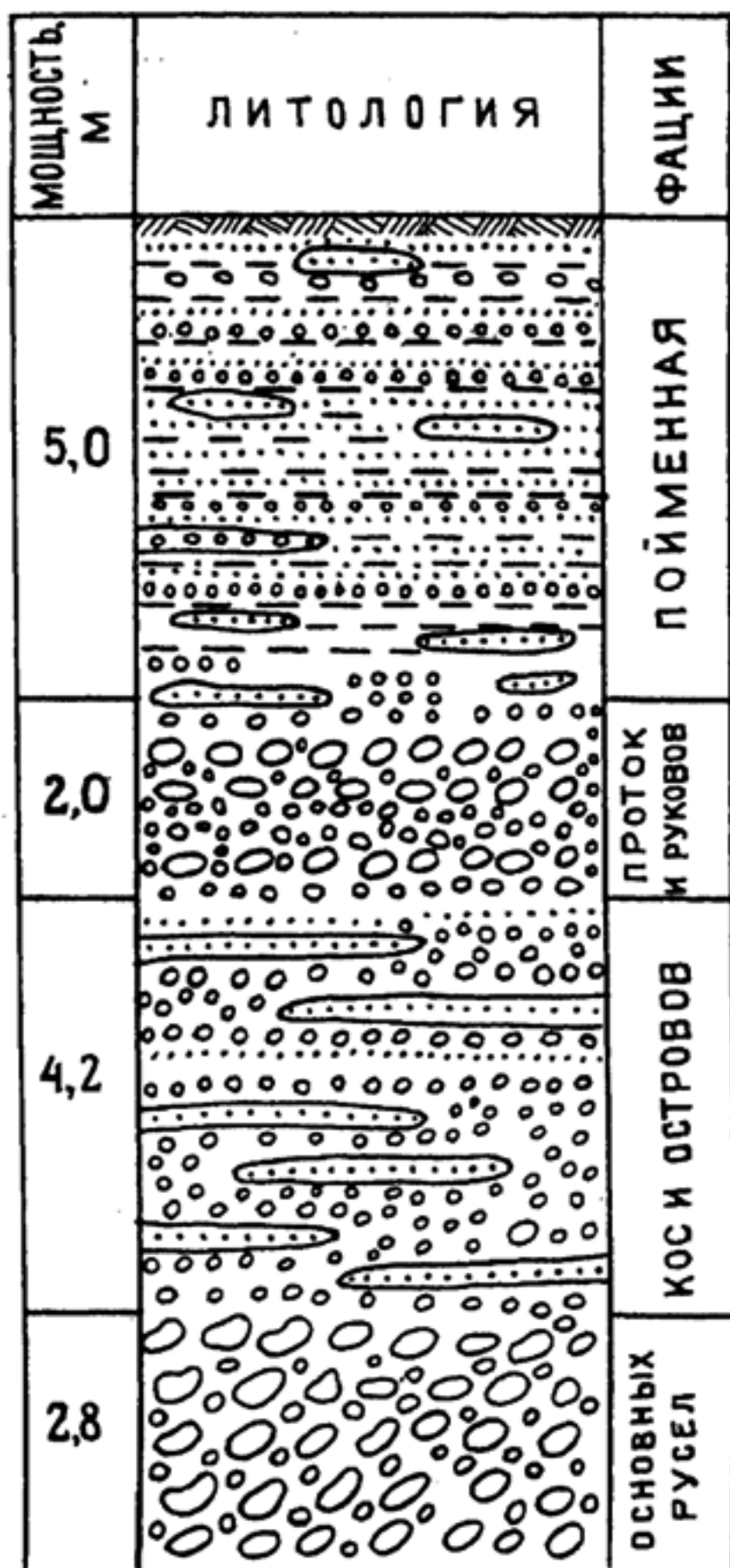


Рис. 22. Разрез позднеплейстоценовой террасы р. Кочкор у с. Актал (сев. Тянь-Шань)

ток, подразделяющихся на продольные, диагональные и поперечные, в которых отлагается более мелкий обломочный материал, по сравнению с главным руслом; 3) субфацция *отмерших, отшнурованных проток*, превращающихся в межень в озера и лужи, где может оттаиваться самый тонкий мелкоземистый материал; 4) субфацция *кос и островов* с характерной для них сортировкой обломочного материала с убывающей крупностью от головных частей к хвостовым и от главных проток в сторону второстепенных.

Отмеченные субфации руслового горного аллювия хорошо выделяются в современных русловых отложениях, а также отчетливо прослеживаются и в разрезах древнего аллювия, слагающего речные террасы (рис. 22).

**Пойменная фацция.** В горных долинах встречаются обычно небольшие участки пойм различных типов, покры-

тых травяной или древесно-кустарниковой растительностью, на которых формируется маломощный пойменный аллювий. В зависимости от характера речных долин выделяются следующие различные по генезису поймы: *скелетные, побочные и проточно-островные*.

Скелетные поймы формируются на узких участках долин на выходах наиболее прочных коренных пород и скоплениях крупных обломков, скатившихся со склонов. Благодаря большой шероховатости во время паводков на их поверхности (в особенности между глыбами

и валунами) отлагается часть влекомых потоком галечников и более мелких наносов, вследствие чего образуется пойменно-русловая фация, на которой сверху иногда имеется разобщенный покров пойменных супесей или суглинков.

Побочные и проточно-островные поймы образуются в результате разрастания прирусловых отмелей, причленения к ним островов и кос, повышенные участки которых зарастают растительностью. В начале паводка полые воды в первую очередь заполняют ложбины, которые соединяются с основным руслом, образуя боковые протоки. На поймах возникает гидродинамический режим разветвленных русел и происходит накопление характерных для него отложений довольно пестрого механического состава. Только в максимум половодья, и даже не во всякий паводок, горные поймы целиком покрываются водой, и на их наиболее возвышенных частях при сильном влиянии растительного покрова, резко повышающего шероховатость, может произойти осаждение мелких взвешенных наносов и сформироваться сравнительно маломощный покров горизонтально слоистых пойменных осадков. На спаде паводков на горных поймах снова преобладает режим разветвленных русел, но уже с убывающей гидродинамической активностью, что приводит к постепенному уменьшению крупности отлагающихся наносов. Во время окончания паводков пойменные протоки отмирают, и в них происходит сезонное заиление наносами самых мелких фракций. Эти отложения можно отнести к субфации первичных и вторичных пойменных водоемов.

**Фации подпруживания и природных экранов.** В пределах горной и предгорной областей распространены различного рода препятствия или *перемычки*, перегораживающие или суживающие речные долины. Они оказывают существенное влияние на формирование горного аллювия. По происхождению перемычки могут быть разделены на три основные группы: 1) обусловленные геологическим строением (литологические и структурные, образовавшиеся вследствие развития складчатых или разрывных структур), 2) экзогенные, сформированные вследствие быстрой аккумуляции в долине четвертичных отложений другого генезиса (обвальных, гляциальных, пролювиальных, селевых и др.), 3) вулканогенные (лавовые потоки). Перемычки могут полностью перегородить долину (плотинные), или сузить ее (суживающие), или вызвать только изменение направления потока (струенаправляющие).

Перед перемычками, в особенности перегораживающими, формируются отложения *фацции подпруживания*. Здесь образуются две основных фациальных обстановки с резко отличным гидродинамическим режимом. К первой относится зона выклинивания подпора, где бурные потоки теряют скорость. Двигающиеся преимущественно крупнообломочные донные наносы, попадая сюда, начинают интенсивно откладываться, формируя пестрые по фракционному составу отложения субфацции *зоны выклинивания подпора*, образующие в рельефе русла формы в виде гряды или небольшие подводные дельты (рис. 23).

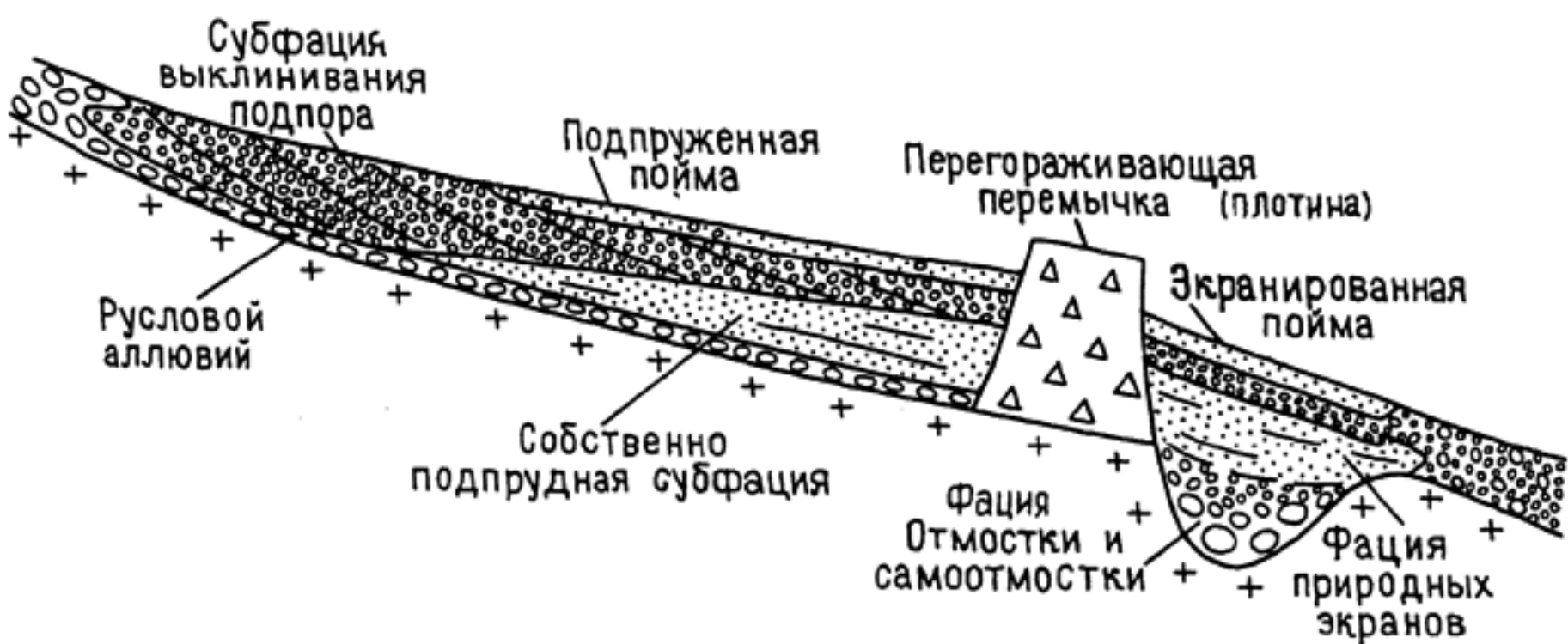


Рис. 23. Схема строения горного аллювия у перегораживающих перемычек

Вторая, или собственно подпрудная, фациальная обстановка образуется между зоной выклинивания подпора и перемычкой. Здесь течение резко замедляется, часто становится круговым, вследствие чего осаждаются мелкие взвешенные фракции наносов, песчаные или алевритовые вплоть до тонких глинистых. Они формируют отложения собственно *подпрудной* субфацции, мощность которых прямо пропорциональна высоте перемычки. Так как в паводок и межень взвешенные наносы обычно имеют разный механический состав, отложения этой субфацции характеризуются четкой горизонтальной слоистостью.

Ниже перегораживающей перемычки происходит интенсивный размыв, вследствие недогруженности потока наносами, задерживае-

мыми перемычкой. В воронках размыва и врезающемся русле начинает формироваться наиболее грубый аллювий. Однако по мере увеличения поступления взвешенных наносов через перемычку непосредственно за ней в воронках размыва часто накапливаются наклонно слоистые мелкозернистые, главным образом, песчаные отложения *фашии природных экранов*, которые затем перекрываются грубым русловым аллювием. Тонкие осадки *фашии природных экранов* образуются также в руслах за крупными валунами, глыбами или выступами берега.

У струенаправляющих и суживающих перемычек отложения *фашии* подпруживания и природных экранов имеют гораздо меньшее развитие.

В *предгорной области* гидродинамические условия формирования аллювия существенно меняются. Резкое выполаживание продольных профилей способствует развитию аккумулятивных процессов и формированию констративного аллювия. Для рек *предгорной зоны* наиболее характерно интенсивное накопление преимущественно галечникового аллювия в разветвленных руслах, в котором четко выделяются *субфашии кос* и *островов* и разделяющих их *проток*. Острова и косы, причленяясь к берегу или друг к другу в процессе занесения протока, образуют *проточно-островную пойму*, на поверхности которой начинается формирование пойменных осадков. На низкой пойме четко выделяются две *фациальные обстановки: пойменных понижений* и *повышенных участков*. Для первых характерно слоистое строение с чередованием грубых паводковых и тонких меженных отложений. На повышенных участках высокой поймы, заливаемых только в максимум половодий, происходит формирование разобщенного или сплошного маломощного покрова песков и более тонких отложений. В формировании мелкоземистого покрова высокой поймы, кроме аллювия, большую роль начинает играть делювиальный или приносимый временными потоками пролювиальный материал, мощность которого в процессе перехода поймы в надпойменную террасу постепенно увеличивается. В результате весьма разнообразных *фациальных обстановок* накопления аллювия в *предгорной зоне* разрезы пойм отличаются пестротой механического состава (рис. 24).

В *подгорно-равнинной области* основной особенностью рек, берущих начало в горах, является сильно растянутое половодье, что отражается на формировании аллювия, в особенности пойменного.

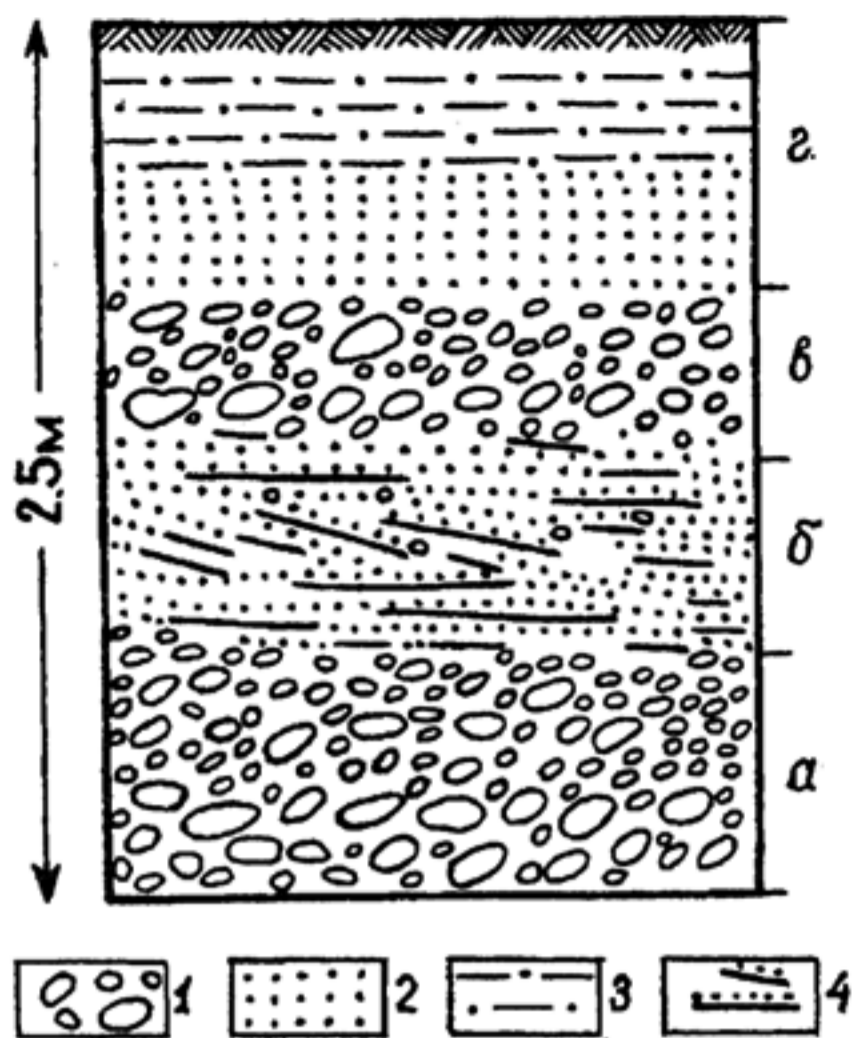


Рис. 24. Разрез поймы р. Зеравшан у г. Пенджикент.

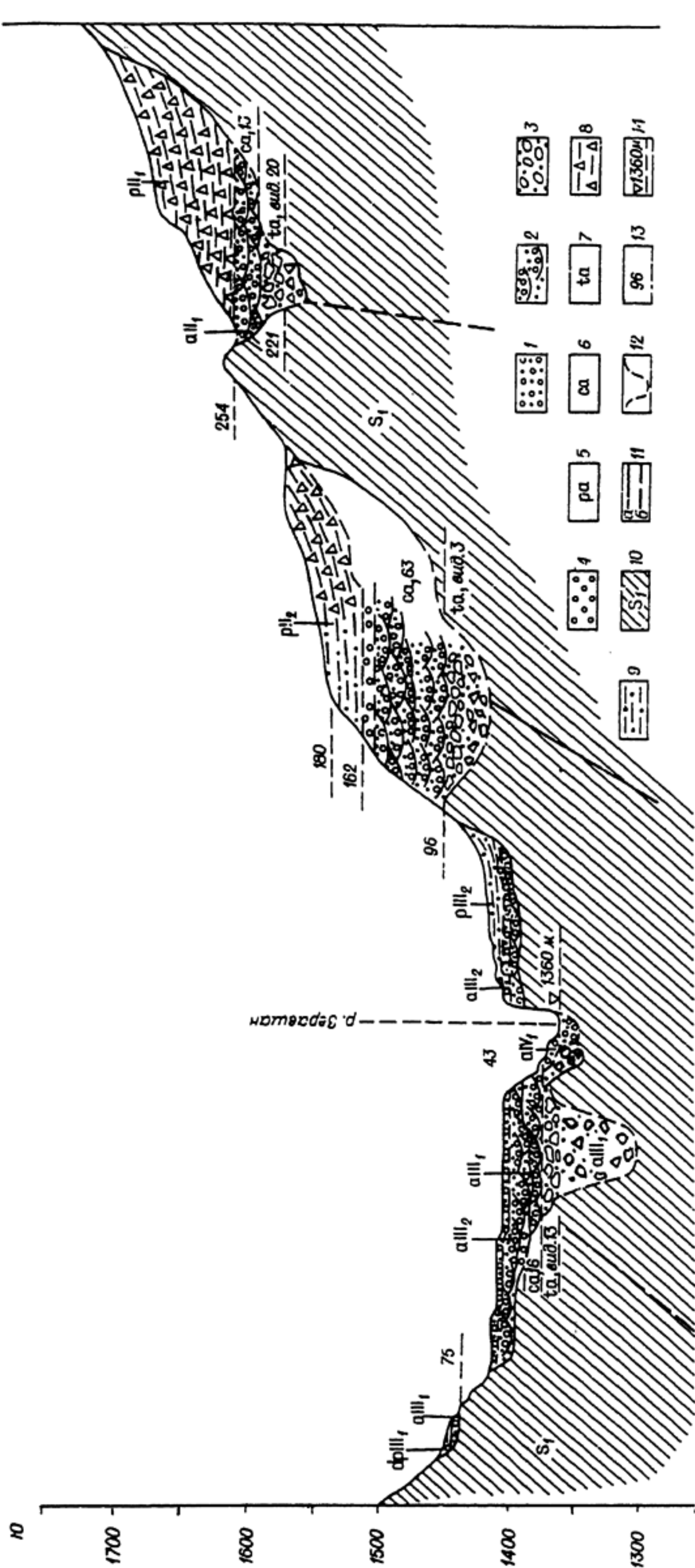
Фации: а - русловая; б - низкой поймы; в - пойменных русел; г - высокой поймы. Литологический состав: 1 - галечники; 2 - пески; 3 - супеси и суглинки; 4 - характер слоистости

Аллювий почти целиком представлен разнозернистыми песчаными отложениями. Это вызвано тем, что во время мощного затяжного половодья, обусловленного преимущественным снего-ледниковым питанием этих рек, на пойме господствуют гидродинамические условия, близкие к меженным русловым потокам. Поэтому на ее поверхности отлагаются преимущественно песчаные осадки, а тонкий наилот формируется только во время спада половодья, при резком уменьшении скорости течения. Наибольших мощностей он обычно достигает в отрицательных формах микрорельефа поймы.

Долины крупных горных

рек являются важным объектом для выяснения общих закономерностей формирования аллювия рек как горных, так и равнинных. Это можно видеть на примере строения аллювия, слагающего региональные или цикловые террасы. Последние образуются в эрозионно-аккумулятивные циклы, повторяющиеся в соответствии с периодическими изменениями климата и уклонов русел, вызванными тектоническими движениями. Региональных четвертичных террас в каждой долине за пределами ледниковой области может быть 5-6 (рис. 25), тогда как локальных террас, развитых только на отдельных участках долин и формирование которых вызвано местными причинами, может быть значительно больше.

В строении каждой региональной речной террасы выделяется последовательно снизу вверх аллювий разных динамических фаз (рис. 25). Нижняя часть аллювия, выполняющая самые глубокие части соответствующей цикловой долины - тальвег, представлена грубым плохо окатанным русловым аллювием инстративного типа, форми-



**Рис. 25. Поперечный разрез долины р. Зеравшан в районе Айни (Юго-Западный Тянь - Шань).**

1 - песчано-галечные отложения перстративного аллювия; 2 - буровато-серые галечники и конгломераты констративного горизонта аллювия; 3 - желто-бурые валунные галечники и конгломераты инстративного горизонта аллювия; 4 - высыпки серых галечников; 5 - перстративный аллювий; 6 - констративный аллювий; 7 - тальвеговый аллювий; 8 - суглинки со щебнем и гравием; 9 - супеси; 10 - коренные отложения нижнего силура; 11 - разрывные нарушения, установленные (а) и предполагаемые (б); 12 - предполагаемые контуры погребенных частей долин; 13 - высота над руслом Зеравшана (в м); 14 - уровень р. Зеравшан

рующимся в стадии врезания. Он сменяется горизонтом аллювия, перекрывающим более широкое дно долины этого цикла. Этот базальный горизонт формируется в стадии расширения долины в фазу динамического перехода от врезания к аккумуляции. Базальный горизонт перекрывается аллювием констративной фазы. Эта наиболее мощная часть аллювия характеризуется лучшей окатанностью, сортированностью, но в общем неоднородным механическим составом, обусловленным отложением в разветвленных руслах. Верхняя часть аллювия, часто заканчивающаяся пойменными осадками, относится к перстративной фазе, характерной для стадии динамического равновесия между аккумуляцией и врезанием реки нового цикла.

Связь динамических фаз аллювия с климатическими изменениями проявляется в том, что нижние части аллювия, — инстративный, субстративный и отчасти констративный — накапливаются в теплые эпохи, тогда как верхние части констративного аллювия и особенно перстративный — в холодные. Это подтверждается остатками фауны и флоры, заключенными в аллювиальных отложениях, а также цветом, который от бурого или желтого в нижних частях аллювия становится серым в верхних.

Эта закономерность строения аллювия региональных террас выдерживается как для горных, так и равнинных рек и может нарушаться в связи с особенностями проявления тектонических движений на отдельных участках.

### **9.1.3 Аллювий временных водотоков**

Аллювий временных водотоков широко развит в горных и предгорных аридных районах. На равнинах к нему относятся овражный и балочный аллювий, а также аллювий пересыхающих рек (вади в Африке, крики в Австралии).

Формирование аллювия периодических сезонных водотоков существенно отличается от рек с постоянным стоком. Бурные, но непродолжительные паводки, вызываемые кратковременными сильными дождями или снеготаянием, обладают большой транспортирующей способностью. Вследствие этого они переносят огромное количество взвешенных и влекомых наносов. При этом не создаются условия для их хорошей сортировки. Не происходит и существенной окатанности обломочного материала, в особенности крупного. При быстром спаде воды кратковременных паводков в руслах и на пой-

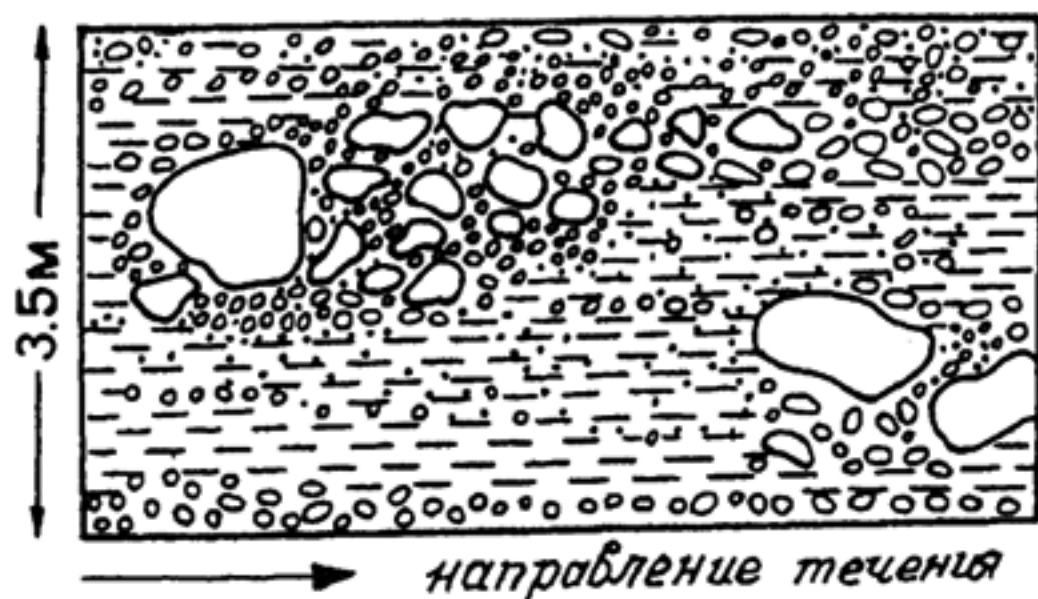


Рис. 26. Разрез второй надпойменной террасы р. Акдере (Копетдаг)

мах откладываются почти все влекомые и взвешенные наносы. Поэтому в руслах потоков временного стока накапливается очень пестрый по гранулометрическому составу и обычно слабо окатанный обломочный материал. Широко распространены фации под-

пруживания и природных экранов (рис. 26), связанные с отдельными крупными обломками или их скоплением в русле. Крупность отлагаемого материала целиком зависит от расходов воды в кратковременные периоды стока.

В бурных временных потоках, особенно горных, создается благоприятная гидродинамическая обстановка для перемещения крупных обломков, вертикальный поперечник которых соизмерим с глубиной. В таких условиях к динамическому воздействию на обломок течения прибавляется гидростатический напор, и для смещения обломка используется как кинетическая, так и потенциальная удельная энергия сечения потока. Это значительно повышает подвижность крупных обломков. Во врезающихся руслах этому способствует *аблювиальный* эффект, когда смещение обломков происходит вследствие постепенного вымывания вокруг них более мелких отложений. Присутствие во временных потоках значительного количества мелкозема и глинистых частиц значительно повышает плотность и, следовательно, транспортирующую способность потока. Под воздействием гидростатического напора и вследствие аблювиального эффекта и увеличения плотности воды в руслах сезонных водотоков во время паводков крупные обломки часто перемещаются на большее расстояние вниз по течению, чем обломки меньшего размера. Это совершенно не характерно для рек с постоянным стоком.

Плохая сортированность аллювиальных отложений временных потоков связана с тем, что в их долинах отлагаются влекомые и взвешенные наносы самых различных расходов воды, в то время как в русловом аллювии постоянных рек сохраняются главным образом



только грубые влекомые наносы наиболее многоводных паводков, а более мелкий материал, переносимый при меньших расходах воды, сносится вниз по течению.

В отличие от рек с постоянным стоком в разрезах аллювия временных потоков не наблюдается косая слоистость, что объясняется отсутствием грядового перемещения наносов с образованием соответствующих аккумулятивных форм.

В связи с кратковременностью существования в разрезах аллювия многих рек временного стока невозможно выделить инстративный, констративный и перстративный аллювий, формирование которого связано с определенными динамическими фазами развития рек с постоянным стоком.

Долины рек временного стока весьма благоприятны для формирования *селей* (от араб. сайль – бурный поток), которые представляют собой высокоплотностные потоки обломочного материала с содержанием наносов до  $100-150 \text{ кг/м}^3$ . Наиболее селеопасными являются горные и предгорные районы с семиаридным климатом, на склонах которых развиты рыхлые отложениями или легко разрушающиеся горные породы.

Сели образуются во время интенсивных дождей или быстрого таяния снегов. Обломочным материалом селей служат продукты выветривания, покрывающие склоны, морены, развитые в верховьях долин, оползневые и обвальные массы. Смешиваясь с водой, мелкоземистый обломочный материал превращается в *грязевой поток* высокой плотности с очень большой транспортирующей способностью. Захватывая крупные обломки, которые переходят в плавучее состояние, сели представляет собой весьма подвижную *грязе-каменную массу*. Стекая с большой скоростью по руслам притоков в долины главных горных рек, а иногда выплескиваясь и на равнины, селевые потоки разрушают мосты, дороги, плотины и населенные пункты.

Строение селя можно видеть сразу после его отложения, когда он прекращает свое движение. Это мелкоземистая грязевая масса, в которую беспорядочно включены глыбы, валуны, щебень и другие обломки. Сели, образующиеся в предгорьях с широко развитыми лесовыми толщами, состоят из жидкой мелкоземистой грязи. Мощность селевой массы может достигать десятков и даже сотни метров. С течением времени реки и ручьи вымывают мелкозем, и на месте

остается только крупный обломочный материал, часто прослеживающийся в русловом аллювии горных рек.

## 9.2. Пролювиальный тип

Пролувий (от лат. *proluo* – промываю; уносимый течением), как особый генетический тип был выделен А.П. Павловым в 1903 г. Он определил его как “отложения, накапливающиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно изливающимися из горных долин и растекающимися по равнине потоками”. Из этого определения следует, что пролувий – комплекс отложений устьевых выносов эрозионных долин. В нем выделяются два подтипа: 1) отложения конусов выноса временных потоков, возникающих во время таяния снега или сильных дождей; 2) отложения, образующиеся у выхода из гор на равнину постоянных рек, но пересыхающих и не достигающих до своего базиса эрозии. Эти отложения слагают наземные (субаэральные), или “сухие”, дельты, отличающиеся от конусов выноса рядом особенностей.

Наиболее широко пролювиальные отложения развиты в предгорьях аридных и семиаридных областей со среднегодовым количеством осадков 150–300 мм. Выходящие из гор на равнины потоки вследствие резкого уменьшения уклонов и выполаживания продольного профиля русел теряют свою энергию (несущую способность), дробятся на более мелкие потоки, быстро иссякают и откладывают принесенный ими обломочный материал в форме конусов выноса и сухих дельт. Конусы выноса и сухие дельты отдельных потоков обычно сливаются между собой и образуют обширные предгорные шлейфы или наклонные от гор волнистые равнины. Ширина предгорных пролювиальных шлейфов может достигать нескольких десятков километров, а протяженность – нескольких сотен км.

Отложения конусов выноса и сухих дельт формируются в гидродинамической обстановке свободного растекания потока. При внезапном свободном расширении водных потоков, выходящих из гор на равнину, происходит резкое уменьшение скорости течения воды, что приводит к быстрому выпадению в осадок как влекомых, так и взвешенных наносов. Основным отличием пролувия от аллювия является закономерная смена фаций в направлении от вершины кону-

сов выноса и сухих дельт к их периферии. Она выражается в постепенной или быстрой механической дифференциации материала, смене грубых разностей отложений более тонкими, отсутствием типичной для аллювия группы фаций – пойменной и старичной. Вместо них в пролювии выделяются фации, приуроченные к концентрическим зонам, последовательно сменяющие друг друга: *потоковая, веерная и застойно-водная*. Потоковая фация сложена самым грубым материалом, отложенным в крупных руслах, перемещающихся по поверхности конусов выноса. Веерная фация представлена более тонким материалом, отложенным многочисленными разветвленными руслами, на которые дробятся более крупные русла. И застойно-водная фация сложена самым тонким материалом, образованным в условиях разливов воды, возникающих в периферических частях главным образом наземных сухих дельт.

Среди пролювиальных отложений как конусов выноса, так и наземных дельт существенную роль играют селевые образования, представленные массами обломочного материала, несортированного, неокатанного и неслоистого, содержащего крупные глыбы, которые не могут переноситься реками. Селевые образования характерны лишь для пролювия горных и предгорных областей.

### **9.2.1. Отложения конусов выноса временных потоков**

Пролувий, слагающий конусы выноса, характеризуется средней, реже хорошей окатанностью материала, слабой его сортировкой, грубой слоистостью. Сами конусы выноса имеют выпуклую поверхность и отчетливый, часто значительный наклон от их вершин к боковым и периферическим частям. Вершинные зоны конусов слагаются самыми грубообломочными отложениями, относящимися к потоковой фации. Это грубослоистые плохо- и среднеокатанные валунные галечники или щебнисто-галечный материал с большой примесью песка и суглинка в виде заполнителя или отдельных прослоев (рис. 27). Эти отложения быстро сменяются гравийно-песчано-суглинистыми или суглинистыми разностями с резкими прослоями гравия или щебня, представляющими веерную фацию пролювия, слагающую периферические части конусов выноса. Поскольку пролювий конусов выноса образуется во время дождей или таяния снега, то границы зон постоянно смещаются в ту или другую сторону в зависимости от интенсивности водных потоков. Поэтому в разрезах

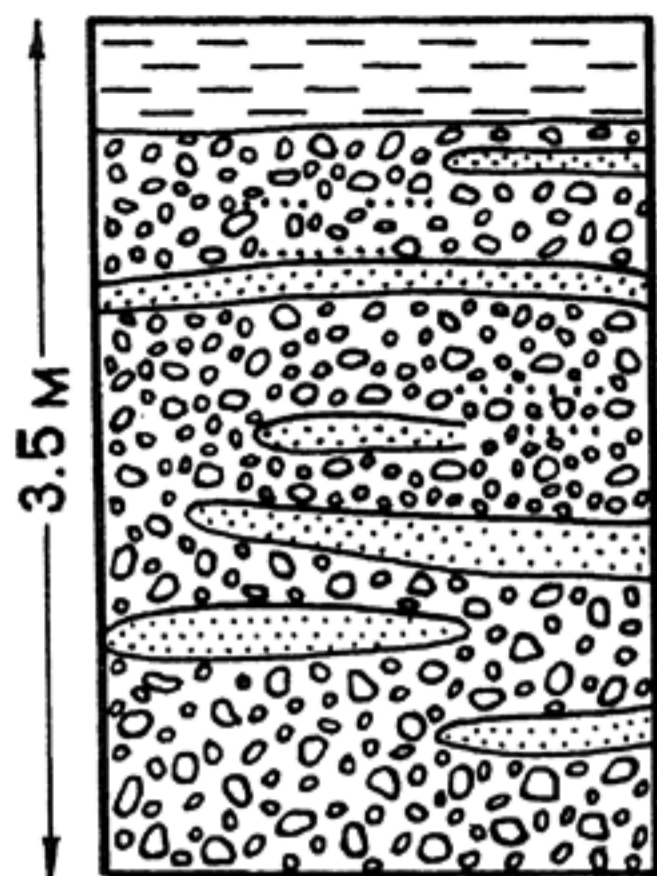


Рис. 27. Разрез отложений вершинной зоны конуса выноса р. Сулубакир (Сев. Тянь-Шань)

пролювия можно видеть -быструю резкую смену грубых потоковых фаций более тонкими веерными.

Пролювий характерен не только для аридных и семиаридных горных и предгорных областей, но встречается также и в более влажных платформенных районах. Здесь пролювий слагает конусы выноса в устьях оврагов и балок. Хотя общие закономерности строения конусов выноса выдерживаются, в платформенных условиях они сложены более тонким материалом, чем в предгорьях, мощность отложения составляет первые метры и конусы выноса более плоские.

### 9.2.2. Отложения наземных, или "сухих", дельт

Отложения наземных сухих дельт в отличие от пролювия конусов выноса развиты лишь в аридных областях и, главным образом, у подножий высоких хребтов, поставляющих в реки основную массу обломочного материала. Другим важным фактором образования наземных дельт является тектонический, обуславливающий контраст между хребтами и примыкающими впадинами. Чем выше хребты и больше скорость их воздымания, тем более мощны толщи отложений накапливаются во впадинах.

Отложения наземных дельт отличаются от пролювия конусов выноса временных потоков лучшей окатанностью, сортировкой и дифференциацией по размерам. Сами наземные сухие дельты имеют значительно большие размеры, чем конусы выноса, занимая площади от нескольких десятков до тысяч квадратных километров. У небольших рек поверхность дельт имеет еще выпуклую поверхность и форму полуконуса. У более крупных рек эта поверхность значительно выровнена, имеет форму развернутого веера и очень плавно снижается от вершины к периферии. Это связано с тем, что реки еще в горах и предгорьях успевают вырабатывать продольный профиль русла так, что уменьшается разница в падении русла на границе гор и равнин.

Для наземных дельт в большей степени, чем для конусов выноса, характерна зональность строения слагающих их отложений. Она зависит не только от мощности потоков, но и от тектонических условий – ширины впадин, где происходит аккумуляция, или расстояния до базиса эрозии – речной долины, озера или моря. В крупных сухих дельтах, образующихся в обширных предгорных или межгорных впадинах, в плане и разрезе выделяется четыре концентрические зоны (рис. 28), сложенные различными фациями пролювия:

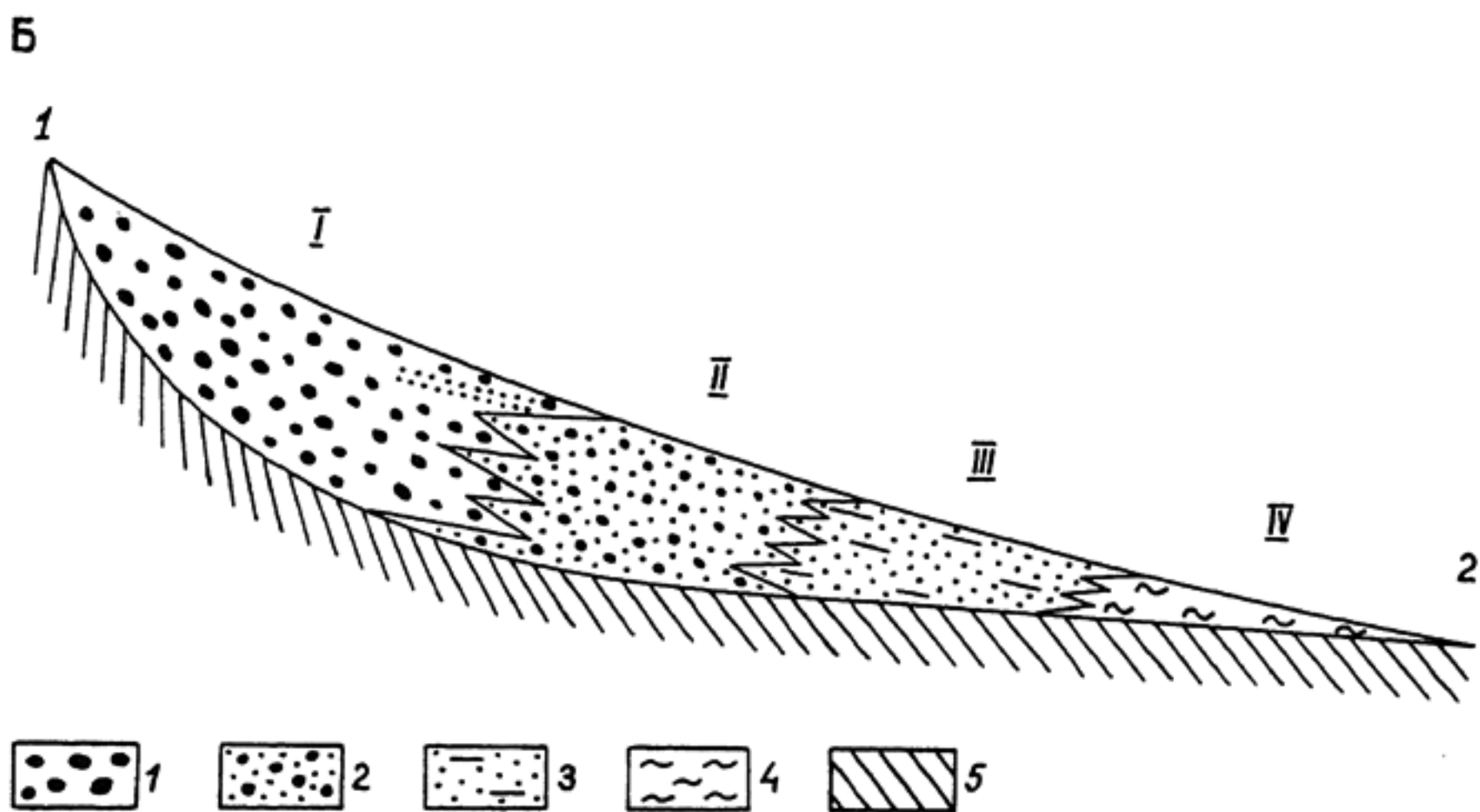
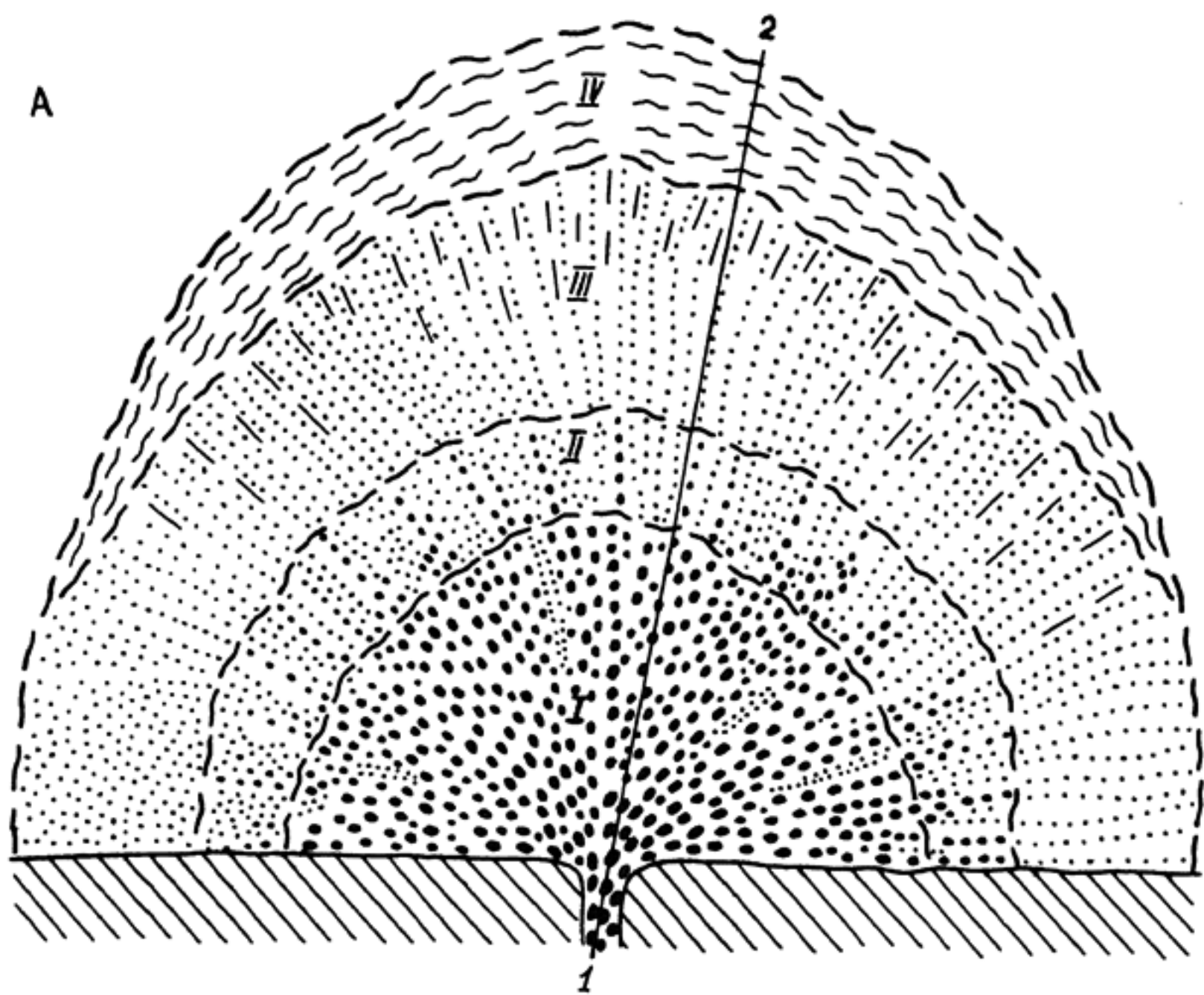
1. *Центральная*, или вершинная, зона сложена потоковыми фациями – хорошо окатанным валунным галечником с примесью песка и суглинка и изредка с прослоями этих пород, количество которых увеличивается по мере удаления от вершины дельты. Это отложения крупных русловых ложбин, радиально расходящихся от вершины. От аллювия они отличаются повышенной мощностью, достигающей нескольких десятков метров, быстрым уменьшением крупности материала по направлению от вершины дельты, отсутствием пойменной фации.

2. *Переходная*, или средняя, зона сложена песчано-суглинистыми отложениями с отдельными прослоями, линзами и струями мелкой гальки и гравия, отлагаемыми многочисленными небольшими руслами, на которые дробятся более крупные потоки. Поэтому отложения этой зоны относят к *веерной* фации пролювия.

3. *Периферическая* зона сложена преимущественно суглинками, часто лессовидными, и супесями с редкими небольшими прослоями и линзами песка, реже мелкой гальки, отлагающимися в дельтовых разливах.

4. *Передняя* зона охватывает лишь фронтальную или окраинную часть периферической зоны, граница с которой очень постепенна. Поверхность этой зоны практически горизонтальна. Слагающие ее отложения относятся к *застойно-водным фациям*, образующимся в пересыхающих озерах, болотах и лужах, куда поступает вода по пересекающим руслам сухой дельты. Это иловатые глины, иногда засоленные или загипсованные. Значительно реже среди осадков передней зоны встречаются карбонатные в виде мергелей и пресноводных известняков, отложенных в более крупных водоемах.

В наземных дельтах, формирующихся в узких межгорных или внутригорных впадинах, где недостаточно пространства для полной дифференциации осадков, развиты первые две, реже три зоны.



**Рис. 28.** Схема строения наземной дельты в плане (А) и в разрезе (Б) (по К.В. Курдюкову).

Зоны: I - центральная, II - переходная, III - периферическая; IV - передняя. 1 - валунный галечник; 2 - песок; 3 - супесь, суглинок; 4 - глины, мергели; 5 - коренные породы

### 9.3. Лимнический (озерный) тип

Озерные осадки образуются в бассейнах с малоподвижной или стоячей водой. На суше озера занимают 2% ее площади (2,7 млн. км). Самым крупным озером считается Каспийское море (4000 км<sup>2</sup>), а самым глубоким – озеро Байкал (1750 м). Наибольшее количество озер сосредоточено в областях древнего четвертичного оледенения. Озера делятся на сточные и бессточные, а по составу воды – на пресные и соленые. В пресных озерах содержание минеральных солей не превышает 1 г/л. К соленым озерам относятся озера с содержанием солей до 35 г/л и более. Соленые озера образуются в бессточных засушливых областях суши. Испарение с их поверхности превышает поступление атмосферных вод. Из 253 крупнейших озер Земли с площадью водного зеркала более 500 км<sup>2</sup> к соленым относятся 64, т.е. около 25%.

Осадконакопление в озерах зависит главным образом от климатических условий, которые определяют гидрологический и гидрохимический режим озерных водоемов и тип осадков. Среди озерных осадков выделяются три типа: 1) *терригенные*, или обломочные, 2) *органогенные* и 3) *хемогенные*, или химические. Для всех озерных осадков характерна горизонтальная слоистость.

**1. Терригенные** осадки образуются в основном за счет приноса обломочного материала реками и в меньшей степени за счет размывающей (абразионной) деятельности озерной воды во время волнений. Терригенные осадки характерны для крупных проточных преимущественно пресных озер, находящихся в областях гумидного климата, как на равнинах, так и в горах (Ладожское и Онежское озера, оз. Байкал и др.). Развиты они также в крупных озерах семиаридных и аридных областей – оз. Иссык-Куль на Тянь-Шане, озера в Африке и многие др.

Для терригенных осадков крупных озер характерна дифференциация материала по механическому составу, подобная морским осадкам. *Пляжевые* и *прибрежные* фации обычно представлены галечным, гравийным и песчаным материалом. Наиболее широко эти отложения развиты в приустьевых участках рек, выносящих большое количество обломочного материала. *Глубоководные* фации представлены глинами, которые образуются за счет выноса тонких взвешенных наносов в глубокие части озера. Нередко терригенный материал

смешивается с органогенным, образуя смешанный тип осадка. Особенно много в озерах гумусового вещества, придающего осадкам темно-серый, зеленоватый и синеватый оттенок. Из органических остатков встречаются раковины моллюсков, кости и чешуя рыб, а также остатки растительности.

**2. Органогенные, или биогенные, осадки** образуются в результате гибели различных организмов и растительности. К биогенным осадкам пресных озер относится торф, образующийся при зарастании озер растительностью. Характерным типом озерных осадков небольших пресных застойных водоемов являются сапропели, представляющие собой коллоидальную студенистую жирную массу оливково-коричневого цвета. Сапропели (от греч. "sargos" – гнилой, "pelos" – ил) образуются за счет отмирания и разложения без доступа кислорода на дне озер животных и растительных остатков. Большое значение для образования сапропелей имеют сине-зеленые и зеленые водоросли. Уплотненный сапропель называют сапропелитом. Он имеет четкую горизонтальную слоистость с более мощными темно-окрашенными летними слоями и тонкими светлоокрашенными зимними. Мощность его может достигать 10–30 м. Сапропель используется как удобрение в химической промышленности.

В северных холодных озерах (Карелия, Кольский п-ов) часто образуются диатомиты и трепелы, представляющие собой светлые рыхлые породы, состоящие на 90% из кремнистых панцирей микроскопических диатомовых водорослей, населяющих толщу озерных вод. Мощность пластов диатомитов и трепелов колеблется от нескольких сантиметров до 6–7 м.

**3. Хемогенные осадки** образуются за счет осаждения растворенных в воде минеральных веществ, солей и коллоидов. В пресных и солоноватых озерах теплых аридных областей образуются карбонатные осадки – известняки и мергели. Озерный мергель пресных озер называют "гажа". Он представляет собой рыхлый осадок белого, серого, желтого и красного цвета в зависимости от примесей и степени окисления железа. Озерный мергель образуется за счет выпадения из воды карбоната кальция. В некоторых озерах он образует крупные скопления, используемые в сельском хозяйстве для известкования кислых почв.

Выпадение  $\text{CaCO}_3$  из воды приводит к образованию не только известняка и мергеля, но и карбонатного цемента в пляжевых и при-



брежных терригенных отложениях, в результате чего образуются конгломераты, гравелиты и песчаники. Таковые распространены, например, в прибрежной зоне озера Иссык-Куль на Тянь-Шане.

В некоторых пресноводных проточных озерах гумидных зон распространены железисто-марганцевые конкреции (озерные железные руды), образующиеся в результате осаждения принесенных реками и грунтовыми водами коллоидных и растворенных железистых соединений. Они не дают крупных промышленных скоплений, но после выработки способны возобновляться через 15–20 лет.

В озерах тропических и субтропических областей наряду с железными рудами образуются *бокситы* (оксиды алюминия) за счет привноса глинозема из красноцветных латеритных кор выветривания.

В бессточных озерах засушливых степных, полупустынных и пустынных зон вода в большинстве случаев высоко минерализована (до 20–30%). При усиленном испарении она превращается в рассол, и начинается химическое осаждение осадков. При этом образуются карбонаты (сода  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ ), сульфаты (мирабилит или глауберова соль  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ ; гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  и др.), хлориды (поваренная соль  $\text{NaCl}$  или калийная соль  $\text{KCl}$ ).

В зависимости от изменений климатических условий меняется концентрация раствора и тип осадка. Первой стадией развития соленых озер являются карбонатные озера. Они широко распространены в Забайкалье, Якутии, на юго-востоке Казахстана и в Кулундинской степи. Садка природной соды происходит зимой при вымораживании. Второй стадией развития минеральных озер являются сульфатные озера. Ежегодно осенью и зимой при температуре рассола  $0^\circ$  и ниже в озерах выпадает мирабилит или глауберова соль. При высокой концентрации рапы садка мирабилита может происходить и летом при температуре ниже  $+17^\circ\text{C}$ . Сульфатные озера имеют наиболее широкое распространение. Они известны на Алтае, в Пермской области, Ставрополье и других районах. Со временем сульфатные озера постепенно превращаются в хлоридные. Отложение хлористого натрия происходит при интенсивном испарении в жаркое время года. Мелководные озера при этом могут полностью пересыхать и на их месте образуются солончаки или скопление соли. Хлоридные озера немногочисленны. Среди них необходимо отметить озера Эльтон и Баскунчак, которые являются месторождениями поваренной соли.

# Глава 10

## Субтерральный ( подземноводный ) ряд

Этот ряд отложений *представлен* двумя генетическими типами: пещерным и фонтанальным.

### 10.1. Пещерный тип

Пещерные образования распространены ограниченно и не картируются при геологической съемке. Однако их изучение представляет интерес для геологов и археологов, так как находимые в них остатки животных, человека и его культур позволяют говорить об эволюции природной обстановки и органического мира в четвертичном периоде.

Среди четвертичных образований пещер распространены *гравитационные* (обвальные), *хемогенные*, *аллювиальные*, *органогенные*. Собственно пещерными являются лишь хемогенные образования.

К хемогенным образованиям относятся натечные формы, образующиеся в воздушной среде. Это хорошо известные *сталактиты* (от греч. stalaktos - натекающий по капле), растущие с потолка пещер, и *сталагмиты* (от греч. stalagma - капля), растущие им навстречу со дна пещер. И те и другие имеют преимущественно известковый или сульфатный состав. Сталактиты в виде сосуллек, бахромы и других форм образуются в результате просачивания по трещинам в своде пещеры вод, содержащих растворенную двуокись углерода ( $\text{CO}_2$ ), карбонат кальция ( $\text{CaCO}_3$ ) или сульфат кальция ( $\text{CaSO}_4$ ). При испарении воды углекислый газ улетучивается, а  $\text{CaCO}_3$  оседает. Сталактиты и поднимающиеся снизу сталагмиты могут соединяться, образуя колонны (сталагматы).

К хемогенным относятся также остаточные продукты растворения карстующихся пород, представленные глинами, которые скапливаются на дне пещер.

Гравитационные образования представляют продукты обрушения сводов и стенок карстовых пещер. Они встречаются в виде скопленных глыб, щебня на всем протяжении пещер и почти всегда присут-

ствуют у входа в них, где вследствие резких суточных и сезонных колебаний температур воздуха происходит интенсивное выветривание и разрушение пород. В самих пещерах они образуют конусы высотой до 10-15 м и более. Еще более крупные обвальные массы в пещерах связаны с землетрясениями и часто приурочены к участкам тектонического дробления и трещиноватости пород.

Аллювиальные пещерные отложения образуются в подземных реках. Это в основном маломощные песчано-галечные отложения с большой примесью обвалившихся обломков пород.

Органогенные пещерные отложения представлены гуано (исп.) – пометом летучих мышей, являющимся хорошим удобрением, и мумие, используемым в медицине.

Пещеры обычно служили жилищами древнего человека, оставившего следы своей жизнедеятельности в виде орудий труда, наскальных рисунков, костей животных, представляющих охотничьи трофеи. Среди последних встречаются кости гигантских и благородных оленей, мамонтов, диких быков, лошадей, сайгаков и многих других видов. По костям млекопитающих определяется абсолютный возраст самих животных и человека, обитавшего в пещерах.

## 10.2. Фонтанальный тип

Фонтанальные отложения образуются из холодных или горячих (термальных) источников подземных вод, главным образом углекислого состава в местах их выхода на поверхность. В результате резкого уменьшения давления и понижения температуры на поверхности содержащиеся в воде карбонаты Ca, Mg и Fe выпадают в осадок. При этом образуются *известковые туфы* или *травертины* (итал. – travertino). Они характерны только для теплых климатических условий. Это объясняется тем, что в холодной воде карбонаты растворяются и не выпадают в осадок. Влажные тропики также не благоприятны для образования туфов, так как здесь углекислота является в основном биогенной и вместе с органическими кислотами, поставляемыми тропической растительностью, растворяется в воде.

Известковые туфы, или травертины, – это легкие, пористые различного цвета породы, образующие мощные, иногда в несколько десятков метров наслоения; слоистость в них горизонтальная или

волнистая, часто облекающая неровности рельефа. Известковые туфы залегают на разных формах рельефа – склонах, аллювиальных террасах, и сами образуют террасовидные поверхности или холмы. Отложения содержат остатки фауны и отпечатки растительности, по которым определяется их возраст. Иногда прослеживаются горизонты погребенных почв.

Почти повсеместно выходы источников с развитыми вокруг них известковыми туфами, или травертинами, приурочены к молодым разрывным нарушениям. Широко развиты известковые туфы в предгорьях Кавказа, Карпат и других хребтов. Гораздо реже они встречаются в равнинных платформенных областях по берегам рек, в оврагах, где чаще всего вскрываются подземные воды.

# Глава 11

## Гляциальный (ледниковый) ряд

К этому ряду относятся отложения собственно гляциального, или ледникового типа, и группа водноледниковых – флювиогляциальных и лимногляциальных отложений.

### 11.1. Гляциальный (ледниковый) тип.

*Гляциальный* (от лат. *glacies* - лёд), или *ледниковый*, тип включает отложения, возникающие в результате *экзарационной* (выпахивающей) и аккумулятивной деятельности ледников. В четвертичном периоде было несколько глобальных эпох похолодания климата, приведших к оледенениям равнин и горных областей. Наиболее яркими моделями древних покровных оледенений в настоящее время являются Антарктида и Гренландия. Мощность льда в центре Антарктиды достигает 4 км. Скорость его движения (расползания) здесь небольшая – до 5–10 м/год. На краях Антарктического ледникового покрова скорость движения льда резко увеличивается до 200–500 м/год. Шельфовые ледники Антарктиды двигаются с еще большей скоростью – до 1,5–2,5 км/год.

Мощность льда наиболее крупных горных ледников в настоящее время достигает 400 м и более. Скорость их движения составляет первые метры в год, а при временных катастрофических подвижках она увеличивается в несколько раз. Несмотря на громадную мощность льда и производимое им давление ( $92 \text{ т/м}^2$  при мощности льда в 100 м), экзарационная деятельность ледников не так уж велика и проявляется в основном в области питания или аккумуляции льда. На обширных пространствах материковых равнин и в горных долинах, занятых ледниками, максимальное воздействие льда на ложе и склоны наблюдается в краевых частях ледниковых потоков и покровов. В результате в горах вырабатываются плоскодонные широкие, чаще всего прямолинейные долины – *троги* (от нем. *trog* - корыто). О небольшом воздействии льда на подстилающие породы свидетельствуют сохраняющиеся под ледниковыми покровами более древние рыхлые отложения.



**Рис. 29.** Схема положения моренного материала относительно ледника (по Ю.А.Лаврушину)

В процессе наступания и отступления ледников образуются специфические скопления обломочного материала – *морены*. Они подразделяются на *движущиеся* и *отложенные*.

*Движущиеся* морены непосредственно связаны с движущимся (живым) ледником и включают *донные*, *внутренние*, *срединные*, *поверхностные* и *боковые фации* (рис. 29).

**Донные** морены образуются под покровом движущегося льда в результате экзарационной работы ледника. Это – разноразмерный обломочный материал, иногда крупные глыбы коренных пород, сорванные с ложа. Вследствие истирающей деятельности льда среди обломков много мелкозема. **Внутренние** морены представлены обломочным материалом, который попал на поверхность льда (например, со склонов троговых долин) и затем был перекрыт новыми слоями льда. **Боковые** морены образуются у горных склонов, с которых на поверхность льда постоянно поступают продукты выветривания коренных пород (осыпи, солифлюкций, обвалы, а также продукты боковой экзарации склонов), представленные обломками самой разной величины. После таяния ледников боковые морены сохраняются в рельефе в виде валов или гряд, протягивающихся вдоль склонов трогов. **Срединные** морены образуются при соединении боковых морен сливающихся ледниковых потоков. **Поверхностные** морены чаще всего являются моренами вытаивания или *абляционными* (от лат. *ablatio* – убыль). Они характерны для отступающих, т.е. тающих ледников. У многих отступающих в настоящее время горных ледников их концы полностью перекрыты или “забронированы” мореной вытаивания.

**Отложенные** морены являются остаточным материалом растаявших ледников. В краевой части ледников, где сгружался приноси-

мый ледником материал, образовались *краевые* морены у покровных равнинных ледников или *конечные* у горных ледников.

Все движущиеся морены при таянии льда оседают на ледниковое ложе. При этом образуется единая морена – *основная*. У равнинных ледников это, по существу, донная морена, так как из-за отсутствия склонов, которые обрамляли бы эти ледники, обломочного материала на поверхности льда и внутри него очень мало. У горных ледников основная морена слагается в основном из донной, внутренней и абляционной. Последняя имеет следы слоистости и очень слабую сортировку водными струями, текущими среди обломочного материала во время таяния льда. Однако отделить донную морену от абляционной часто очень трудно.

Отложенные морены состоят из своеобразного (моренного) суглинка, включающего беспорядочно распределенные и несортированные по величине и составу обломки: от глыб и валунов до щебня, дресвы, гравия и песка. Размер глыб может достигать десятков метров, так как несущая способность льда очень велика. В составе обломков как местные породы, так и породы, принесенные за десятки, сотни и тысячи километров из областей питания. В их числе так называемые *эргатические* валуны (от лат. *erraticus* - блуждающий). Например, в окрестностях Москвы можно видеть валуны гранитов, гнейсов, кварцитов, принесенные из Карелии и Скандинавии. На поверхности валунов иногда сохраняется ледниковая штриховка, нанесенная на них в процессе ледникового перемещения и истирания. Вытянутыми осями обломки часто ориентированы по движению льда. Если подстилающими породами под движущимся ледником были карбонатные, то в отложенных моренах наблюдается значительное содержание карбонатного материала как в виде обломков, так и новообразованных мелких конкреций, стяжений, корок. Цвет морены зависит от цвета коренных пород, по которым двигался ледник и обломки которых включены в морены, но в основном он определяется цветом мелкоземистых фракций (суглинков). В условиях выветривания и окисления железистых минералов характерна красноватая и коричневая (бурая) окраска суглинистой части морены. При этом общая окраска разновозрастных морен материковых оледенений в общем различна и устойчива на больших пространствах.

Отличительными признаками морен, по образному выражению Д.В. Наливкина, являются четыре отрицания: 1) неоднородность, 2)

неокатанность, 3) неслоистость, 4) несортированность. Чем моложе морена, тем больше в ней обломочного материала и меньше суглинка или мелкозема. Последний образуется в результате как непосредственного истирания льдом пород субстрата, так и в результате последующего выветривания и разрушения обломочного материала. Поэтому в составе древних морен много суглинка, особенно у морен покровных оледенений.

**Основные морены.** Среди морен, сохранившихся от древних оледенений как равнинных, так и горных, наиболее распространены основные морены. Они плащеобразно покрывают громадные равнинные пространства, а у горных ледников выполняют плоские днища трогов. При этом у молодых морен рельеф холмисто-западинный, а у древних – более сглаженный, выровненный, преимущественно грядовой.

Ю.А.Лаврушин в донных или основных моренах равнинных ледников выделяет два типа – *монолитные* и *чешуйчатые*. Монолитные морены образуются в обстановках медленного послойно-пластичного течения льда. Они представлены валунными суглинками и супесями с характерной плитчатой или сланцеватой отдельностью. Мощность основных монолитных морен редко превышает первый десяток метров. Чешуйчатые морены образуются при движении льда по внутренним сколам. Такого рода крупные сколы образуются в условиях интенсивного напора масс льда, поступающих из центра оледенения. Часто чешуйчатые морены возникают перед заметными выступами ложа, подпирающими лед. Встречаются они в краевых лопастях ледникового покрова, испытывающих напор со стороны центральной ледниковой шапки. Чешуйчатые морены состоят из блоков и пластин, надвинутых друг на друга. Отсюда и название – чешуйчатые (рис. 29). Эти блоки и пластины или чешуи слагаются как валунными суглинками собственно моренного материала, так и затянутыми в морену подстилающими породами. Последние могут быть сильно деформированы и называются *гляциодислокациями*. Происхождение чешуйчатых морен вызывает дискуссии; гляциодислокации во многих случаях связывают с тектоническими движениями.

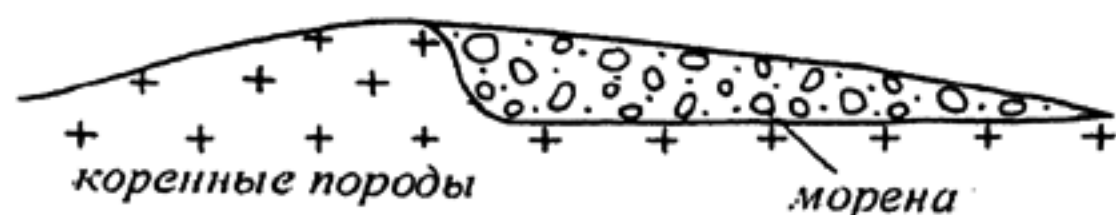
Основные морены играют роль маркирующих горизонтов, протягивающихся на значительное расстояние. Поэтому их используют для стратиграфического расчленения четвертичных отложений областей древнего оледенения.



План



Разрез



направление  
движения льда

коренные породы

морена

Рис.30. Схема строения друмлина (по Флинту)

В областях развития основных морен материковых или равнинных оледенений встречаются скопления холмов — друмлин, что на древнеирландском языке обозначает “гребень холма”. И в действительности, это вытянутые по движению льда на 1–2 км холмы высотой 15–40 м, при ширине

не 400–600 м. В друмлинах обычно имеется экзарационный останец коренных пород, за которыми и накапливался обломочный материал морен (рис. 30). Встречаются друмлины более сложного строения, состоящие из нескольких разновозрастных морен, разделенных межледниковыми осадками и перекрытые водноледниковыми отложениями (рис. 31).

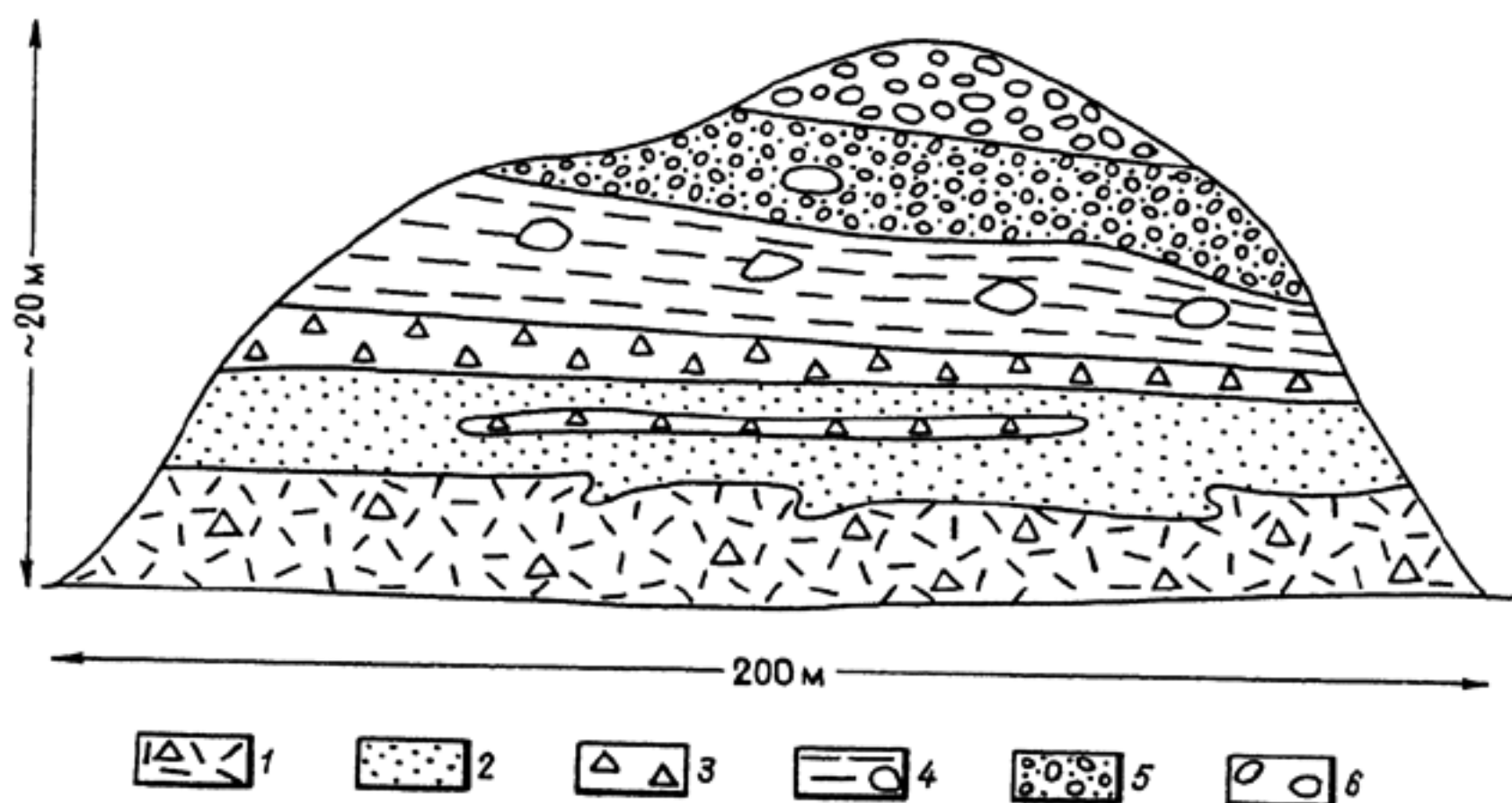


Рис. 31. Разрез друмлина на Атлантическом побережье Новой Шотландии (Канада) (по М.А.Томасу).

1 — донная морена, сложенная плотными валунными суглинками; 2 — пески с тепловодной фауной моллюсков; 3 — красноватая и песчанистая морена с валунами дальнего сноса; 4 — суглинистая морена с валунами местных пород; 5 — песчано-мелкогалечные отложения с эрратическими валунами; 6 — крупногалечные водноледниковые отложения



Рис. 32. Схема строения насыпной морены

**Краевые, или конечные, морены** образуются при длительном стоянии края ледника вдоль его границы. В рельефе они образуют валы или гряды, оконтуривающие ледниковые языки. Краевые моренные гряды равнинных ледников протягиваются на многие километры и в плане имеют фестончатую форму. Конечные морены горных ледников соединяются с боковыми, образуя подковообразные валы. По способу образования выделяются три основных разновидности краевых, или конечных, морен: 1) *морены насыпные*, 2) *морены выдавливания* и 3) *морены напора*.

Насыпные морены образуются путем сгруживания доставляемого ледником материала с его фронтального уступа. Для их возникновения требуется более или менее длительное стационарное положение ледникового края. Такое положение возникает, когда количество притекающего льда равняется количеству стаивающего. Чем дольше это продолжается, тем больше накопится обломочного материала. В насыпных моренах выделяются внутренняя и внешняя фации (рис. 32). Внутренняя является переходной к основной морене и отличается значительным содержанием суглинистого материала. Внешняя фация, хорошо промытая талыми водами, значительно меньше содержит мелкоземистого материала; в ней преобладают крупные обломки.

Морены выдавливания возникают на податливых породах в результате их выжимания из-под края ледника. Они образуют валы, четко выраженные в рельефе и сложенные сорванными с коренного ложа дислоцированными породами.

Напорные морены образуются при смещении отложенного материала, а нередко и коренных пород ложа, напорным движением льда.

При движении ледник подобно бульдозеру срезает и сгребает насыпные и выдавленные морены, а также флювиогляциальные наносы и породы ложа. В результате такого бульдозерного воздействия ледника и образуются напорные морены. Они представляют собой весьма сложные нагромождения пестрых по составу пород. Известны случаи, когда ледник приносит в конечные напорные морены крупные отторженцы коренных пород. Так, в Тверской области между Вышним Волочком и Новым Торжком прослеживается гряда холмов длиной 150–200 км, высотой до 20–30 м и шириной 4–15 км. Бурение показало, что внутри холмов имеются отторженцы кембрийско-силурийских известняков, принесенные ледником за сотни километров (рис. 33).

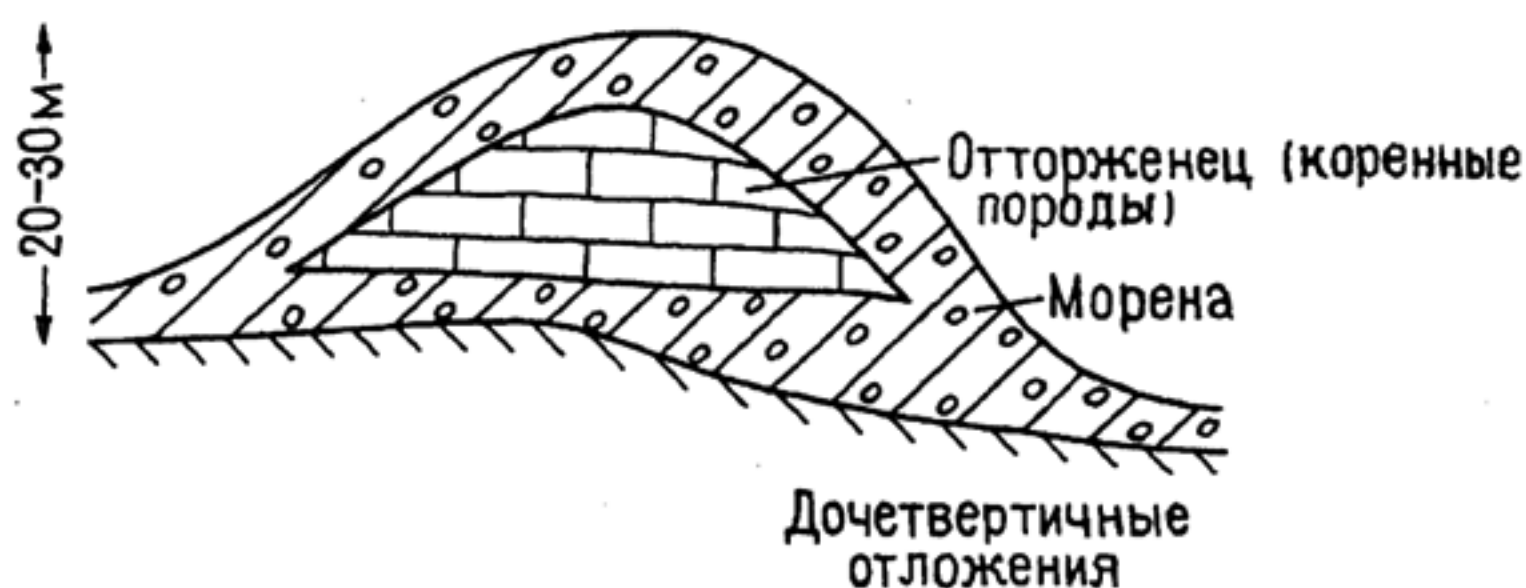


Рис. 33. Отторженец коренных пород в напорной морене

Отступление ледников может происходить неравномерно. При временной стабилизации климатических условий конец ледника задерживается на какое-то время, в течение которого формируется новая краевая (или конечная) морена – *стадиальная*. Таких стадиальных морен при отступании ледников может быть несколько. Примером могут служить Клинско-Дмитровская гряда в центральной части Русской равнины, представляющая стадиальную морену отступающего среднеплейстоценового ледникового покрова, или многочисленные позднеплейстоценовые стадиальные морены северо-запада этой же равнины.

Краевые, или конечные, морены имеют важное историко-геологическое значение. Они отмечают границы распространения четвертичных ледников и стадии их отступления. Стадиальные море-

ны указывают также на эпохи временной стабилизации климатических условий в антропогене.

## 11.2. Флювиогляциальный (водноледниковый) тип

Флювиогляциальные (от лат. *fluvius* – река, поток и *glacies* – лёд) отложения формируются потоками талых ледниковых вод, текущих под ледником, внутри ледника, на его поверхности или у его края. Внутри – и подледниковые потоки образуют каналы в толще льда или у его основания, в которых перемывается и откладывается обломочный материал, находящийся в толще льда и под ним. После отступления ледника эти отложения проектируются на поверхность ледника или основную морену, образуя своеобразные формы рельефа – *озы* (от швед. *ås* – гряда).

Озы развиты преимущественно в областях материковых покровных оледенений. Они представляют собой узкие длинные извилистые валы и гряды, напоминающие железнодорожную насыпь. Озы обычно расположены поперечно к конечным моренам. Значительно реже они бывают параллельными краевой морене, как бы оконтуривая край ледника. Такие озы называются маргинальными; они образуются в результате деятельности потоков, текущих в краевых частях ледника. Озы пересекают рельеф, не считаясь с его неровностями, спускаясь в долины и поднимаясь на холмы. Длина озов достигает многих десятков км, высота от 20–50 до 80–90 м, ширина колеблется от 100 до 300 м, местами до 2–3 км. Озы слагаются песками, гравием, галечниками и валунами. Этот материал хорошо промыт и, как правило, заметно окатан. В большинстве озов наблюдается хорошо развитая горизонтальная и косая слоистость (рис. 34).

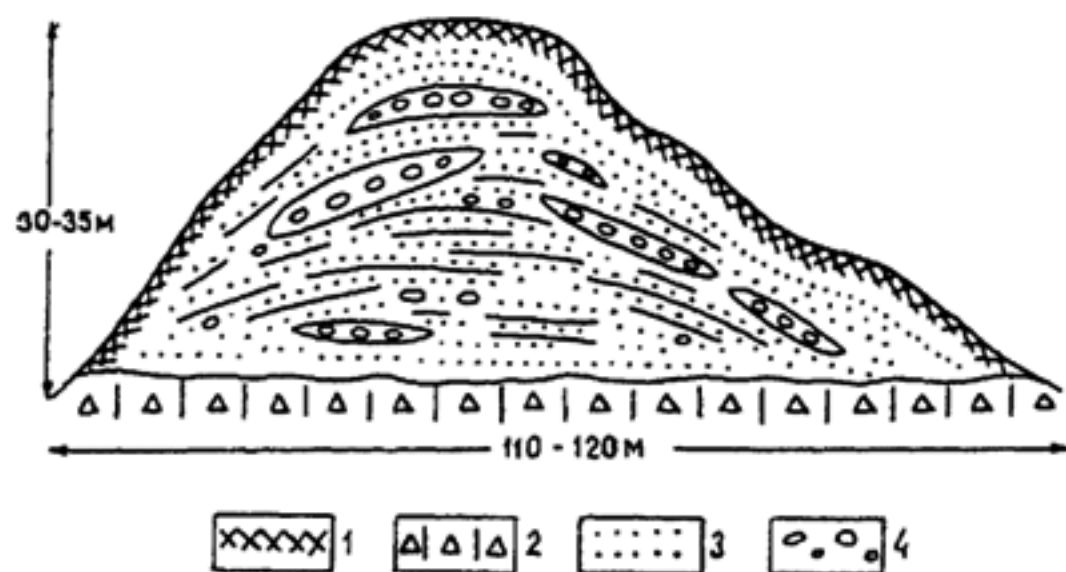


Рис. 34 Поперечный разрез озы.

1 – почва; 2 – валунные суглинки; 3 – песок; 4 – галечник

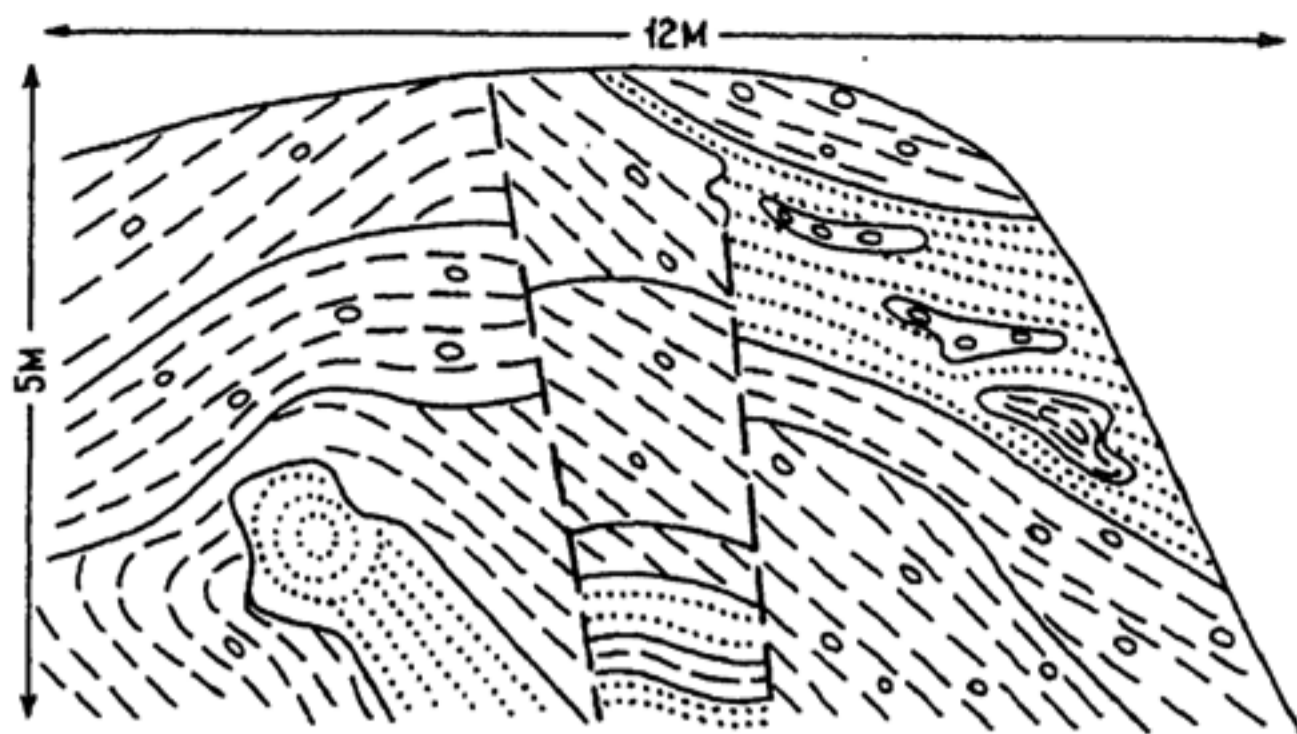


Рис. 35. Разрез оза выдавливания (по А.К.Карабанову, Э.А.Левкову)

В ядре оза виден песчаный диапир (точки), деформирующий суглинистые отложения (обозначены штрихами)

Весьма специфическими аккумулятивными формами водноледниковых отложений являются так называемые *озы выдавливания* (рис. 35), образующиеся в результате вертикального (снизу вверх) перемещения обломочного материала под воздействием неравномерной ледниковой нагрузки.

Потоки талых вод, текущие от концов ледников, перебивают краевые и конечные морены, выносят и откладывают взвешенный и влекомый материал далеко за пределами области оледенения. Флювиогляциальные отложения по периферии равнинных ледниковых покровов слагают обширные *зандровые равнины* (от исл. *sandr* – песок), распространяющиеся на десятки километров от края ледников. Они образованы отложениями многочисленных русел, блуждающих по равнинам и дробящихся на рукава. Пески имеют горизонтальную, волнистую или косую слоистость и содержат линзовидные прослойки мелкой окатанной гальки и гравия (рис. 36), отложенные в более крупных руслах. Мощность зандровых отложений обычно не велика и редко превышает 10 м. Такие песчаные зандровые поля образовывались во время каждого покровного оледенения на равнинах. В настоящее время они залесены и на Русской равнине называются *полями*

Среди зандровых полей встречаются и более грубые галечно-валунные разности, представляющие собой отложения крупных долин стока ледниковых вод. Эти отложения грубослоистые, с многочисленными прослоями песчано-гравийного или глинистого материала. Обычно они приурочены к речным долинам, которые во время оледенений перекрывались льдом, а в периоды стаивания льда служили ложбинами стока талых водных потоков.



Рис. 36. Типичный разрез флювиогляциальных зандровых отложений

Песчано-галечные отложения у края покровных ледников иногда образуют *флювиокамы* (от нем. *Kamm* - гребень). Это – хорошо выраженные в рельефе крутосклонные холмы округлой или продолговатой формы высотой до 10-20 и более метров. Для отложений флювиокамов характерна четко выраженная косая слоистость (рис. 37). Камы часто располагаются группами и разделяются заболоченными низинами, выстланными основной мореной.

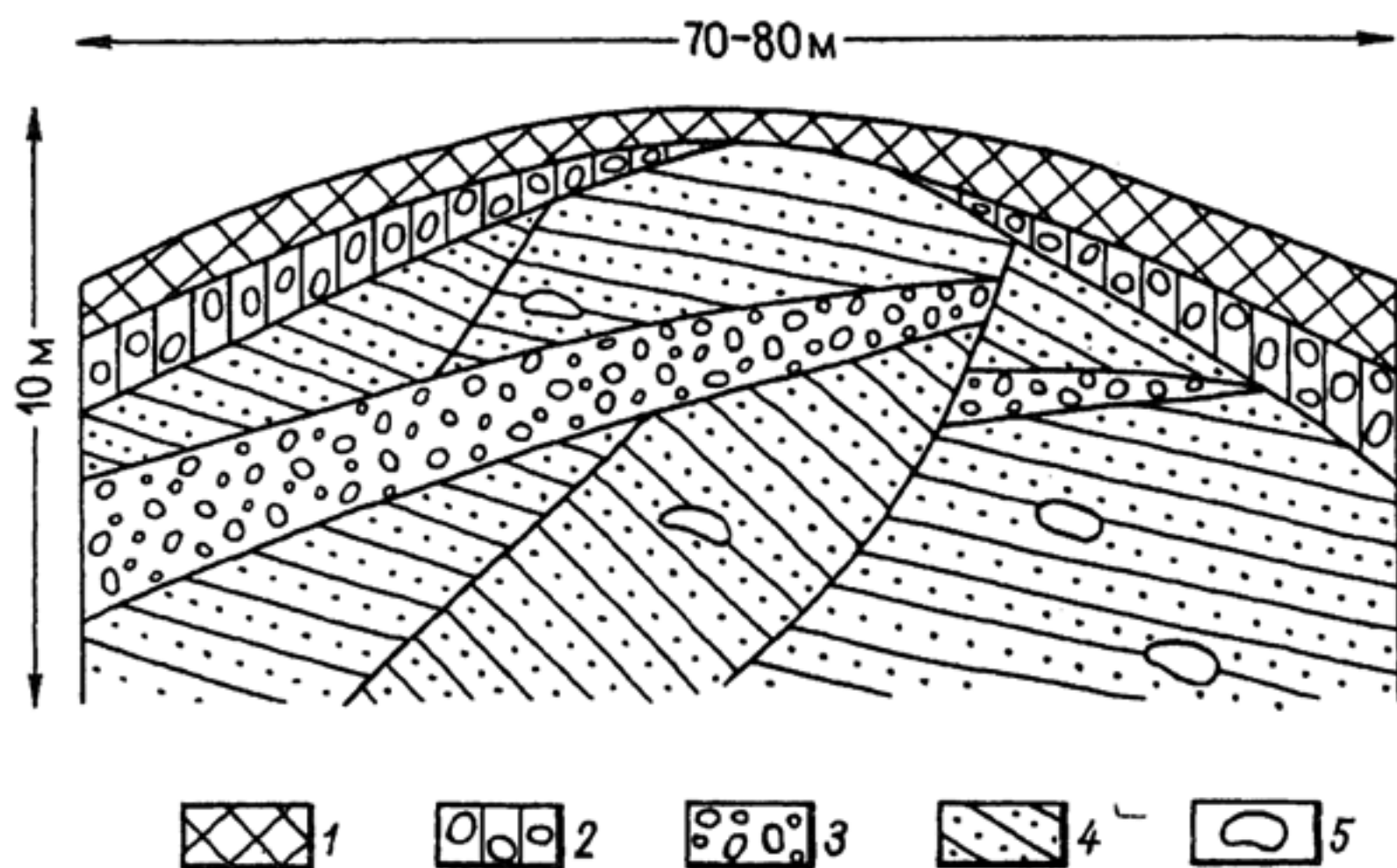


Рис. 37. Разрез флювиокама.

1 – гумусированная супесь; 2 – чехол супесей с валунами; 3 – галечники и гравий; 4 – пески косослоистые; 5 – отдельные крупные валуны



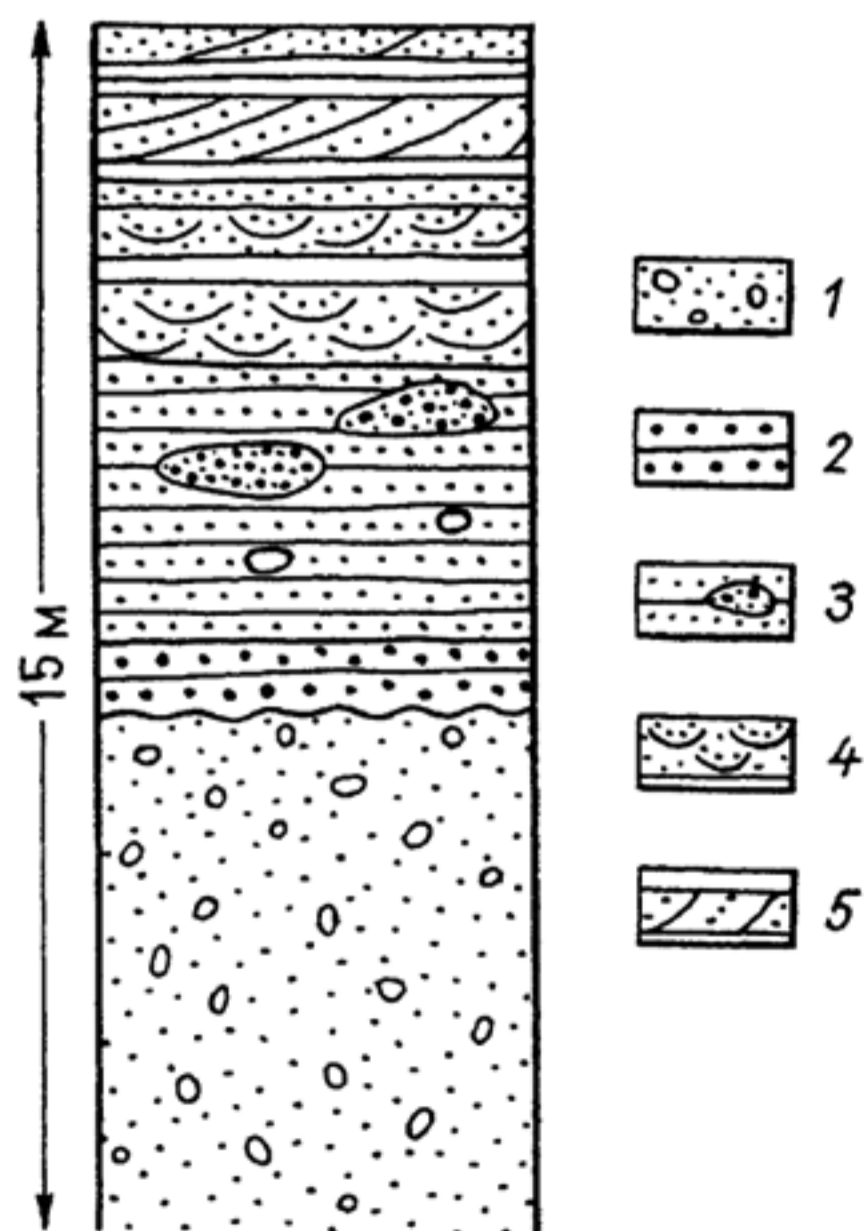
Рис. 38. Флювиогляциальные конусы или дельты горных ледников (аэрофото, Центральный Тянь-Шань)

Флювиогляциальные отложения горных ледников по составу более грубые, чем у равнинных ледников. В рельефе они образуют конусы выноса – дельты и долинные зандры (рис. 38). Флювиогляциальные конусы или дельты в вершинной части слагаются валунно-галечниковыми отложениями, которые вниз по течению сменяются песчано-гравийно-галечными. Характерна наклонная слоистость вниз по течению. Долинные зандры занимают плоские широкие днища трогов, где потоки разветвляются на множество различных по величине русел. В крупных руслах флювиогляциальные отложения

состоят из плохоокатанного галечно-валунного материала, с включенными в него глыбами пород. Сортировка материала обычно плохая, т.к. наряду с крупными обломками присутствуют линзы и гнезда песков и глин, отложенных в тени крупных валунов и глыб. Во второстепенных руслах отложения преимущественно гравийно-песчано-галечные. Общая мощность отложений долинных зандров часто достигает 100-200 м. Вниз по течению окатанность и сортировка материала улучшается, и флювиогляциальные отложения постепенно сменяются типично аллювиальными (см. гл. 9).

### 11.3. Лимногляциальный (озерноледниковый) тип.

Со стаиванием материковых ледников связано образование многочисленных приледниковых озер. В условиях холодного климата в них накапливался средне-, мелко- и тонкообломочный материал без примеси органического вещества. Отложения приледниковых озер отличаются хорошей сортированностью и тонкой горизонтальной слоистостью.



**Рис. 39.** Разрез отложений ледникового озера Эдмонтон (Канада) (по Ж.Ф.Хуберту).

1 - отложения катастрофического паводка талых ледниковых вод (неслоистые плохосортированные пески с включением галек); 2 - отложения небольшого паводка (тонко- и мелкозернистые пески); 3 - отложения среднего паводка (среднезернистые пески с линзами гравия); 4 - отложения весьма слабого паводка; пески с мелкой вогнутой или корытообразной слоистостью; 5 - озерные отложения (тонкие пески, алевриты с полосчатой слоистостью)



В осадках ледниковых озер хорошо фиксируются климатические изменения, вызывавшие усиление или ослабление таяния льда. Так, в разрезе отложений ледникового озера Эдмонтон (Канада) (рис. 39) четко отражаются изменения в объеме стока талых вод, поступавших в озеро. Здесь имеются грубые отложения, образовавшиеся при катастрофических паводках, и тонкие осадки, связанные с незначительным поступлением материала.

Особый интерес представляют так называемые *ленточные* глины. Они состоят из правильно чередующихся слоев мелкозернистых светлых песков или супесей мощностью до нескольких сантиметров и темных глин мощностью 1–3 мм. Более грубозернистые и мощные слои отлагались летом, когда в озера поступало большое количество наносов. Зимой под озерным льдом в спокойной воде отлагались глинистые частицы, образующие тонкие слои. Каждая такая пара слоев отвечает одному году. Это дает возможность точно подсчитать длительность существования озера. На этой основе шведским ученым Де-Геером в прошлом веке был разработан метод определения (в годах и столетиях) возраста слоев, образовавшихся после отступления последнего оледенения. Это был первый опыт геохронологической оценки, сыгравший большую роль в разработке детальной стратиграфии и геохронологии позднеплейстоценовых и голоценовых отложений.

К лимногляциальным относятся также отложения озер, возникающих в пределах полей мертвого льда. После окончательного таяния ледника эти озерные осадки проектируются на основную морену, образуя в рельефе холмы – *лимнокамы*, диаметром в несколько десятков метров, высотой до 40–50 м. Они встречаются по одиночке или образуют скопления. Отложения лимнокамов, в отличие от флювиокамов, обычно представлены суглинками, супесями, реже песками и гравием с четкой тонкой горизонтальной слоистостью. Отличительной особенностью отложений камов являются деформации и нарушения в виде следов обрушения и оползания осадков. Эти нарушения возникают при таянии ледяных берегов и дна ледниковых озер. Отложения камов характерны в основном для областей материкового покровного оледенения, и значительно реже они встречаются в областях горного оледенения.

## Глава 12

### Эоловый (ветровой) ряд

*Эоловые* (от греч. *eol* – повелитель ветров) отложения образуются в пустынях и по их ближайшей периферии. Пустыни занимают примерно одну пятую часть земной поверхности и распространены в различных климатических поясах от умеренного до экваториального. Кроме того, эоловые отложения развиты на сравнительно узких полосах песчаных пляжей по берегам океанов и морей, крупных озер, а также в речных долинах во всех климатических зонах. В эпохи древних оледенений эоловые осадки накапливались по периферии ледниковых покровов в перигляциальной зоне, отличавшейся холодным засушливым климатом.

Среди эоловых отложений по литологии выделяются *пески* и *лессы*.

Эоловые **пески** образуются в основном за счет перевевания различных по генезису отложений, преимущественно аллювиальных, флювиогляциальных и морских, и в меньшей мере за счет разрушения и *дефляции* (развевания) продуктов разрушения коренных пород. Перенос обломочного материала ветром имеет специфические особенности, обусловленные малой плотностью воздуха. Транспортирующая способность ветра примерно в 300 раз меньше, чем у водных потоков. Ветер, в отличие от других агентов, способен переносить минеральные частицы не только с водораздельных участков в сторону понижений, но и в обратном направлении, т.е. против уклона земной поверхности. Песчаные частицы приходят в движение и перемещаются при скорости ветра 20 км/час, а при скорости свыше 30 км/час воздух насыщается песком и начинаются песчаные бури. Передвижение песчаных зерен происходит сальтацией, т.е. скачкообразно, а также перекачиванием и переносом во взвешенном состоянии. Гравийные зерна переносятся лишь при ураганной силе ветра. Дальность эолового переноса песчаных частиц превышает 3000 км.

Эоловые пески, как правило, хорошо отсортированы по величине зерен, которые округлены и нередко отшлифованы. Крупные пес-

чинки окатаны лучше мелких. Песчинки обычно имеют матовую поверхность, образующуюся за счет их трения друг о друга. Многократно перевеянные пески отличаются лучшей сортированностью, тонкозернистостью и минералогической однородностью на больших пространствах. Они состоят в основном из мелких частиц размером 0,05–0,25 мм, обычно с резким преобладанием кварца и небольшим содержанием неустойчивых к истиранию и дроблению минералов. Однако встречаются также полевошпатовые и даже карбонатные и гипсовые пески. Слабоперевеянные пески неоднородны по гранулометрическому и минералогическому составу. Иногда они содержат до 8–10% частиц размером  $> 0,25$  мм. Среди них встречаются обломки в виде трехгранников с отшлифованными или сглаженными краями за счет шлифовки песком под действием ветра.

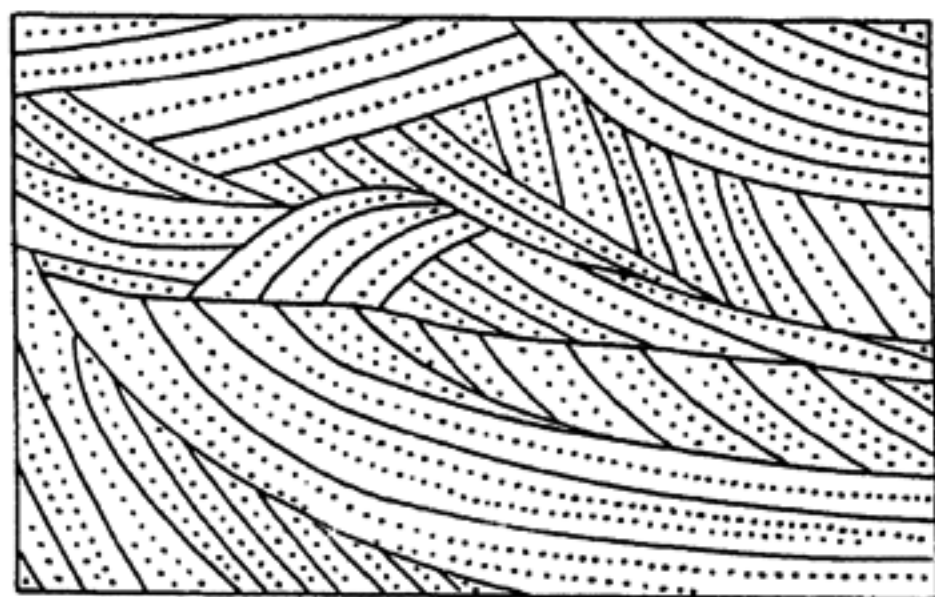


Рис. 40. Слоистость золовых песков

Характерной чертой золовых отложений является сложная перекрестная слоистость (рис. 40), представляющая многократное чередование в разрезе срезающих друг друга волнистых слоев, наклоненных под углом от 5–12 до 30–35°. Такая слоистость образуется в результате постоянного изменения направления и

силы ветра. Мощность золовых песков колеблется от нескольких метров до десятков и даже сотен метров.

В зависимости от силы ветра, постоянства или изменчивости его направления, степени закрепленности песков растительным покровом и других факторов они образуют весьма разнообразные формы золовой аккумуляции. Среди них выделяют пустынные формы – бугристые пески, барханы, грядовые пески – и прибрежные формы – дюны. Пустынные барханы представляют собой формы, поперечные к направлению ветра. Это подвижные песчаные холмы в форме полумесяца, “рога” которого ориентированы по ветру. Наветренные склоны пологие (5–12°), а подветренные крутые (до 40°). Высота барханов колеблется от 5–7 до 40–50 м. Барханы, соединяясь, часто образуют барханные цепи, поперечные направлению господствующего

щих ветров. Скорость перемещения барханов может достигать нескольких метров в месяц, и они являются весьма активными подвижными аккумулятивными формами эолового рельефа. Довольно широко в пустынях распространены также песчаные накопления в виде гряд, продольных ветру. Высота гряд изменяется от нескольких метров до 25–30 и более метров. Так, в пустыне Тар имеются гряды высотой до 150–170 м и длиной до 10–15 км, а в Сахаре известны гряды высотой до 300 м.

Во внепустынных областях эоловые отложения слагают дюны и гряды, развитые по берегам рек, озер и морей, а также в перигляциальных районах древних оледенений, где перевеваются флювиогляциальные пески. Ориентировка гряд часто зависит не только от направления ветра, но и от тектоники – простираения разрывов, крупных трещин. Дюны имеют различную морфологию. Выделяют дюны кольцевые, параболические, линейные и др. Их высота – первые метры, реже десятки метров.

**Лессы.** Название лесс произошло от немецкого “loss”, что означает рыхлый, пористый. Лесс – это обычно светлая желтовато-серая (палевая) порода, на 60–95% сложенная пылеватыми частицами размером 0,05–0,005 мм. Среди этих частиц резко преобладает кварц (60–70%). В значительно меньших количествах встречаются полевые шпаты, роговая обманка, пироксены и глинистые минералы. Лессы обычно не имеют слоистости, трещиноваты, плотные, хорошо держат стенки. Они макропористы и сильно карбонатны. Содержание в них  $\text{CaCO}_3$  достигает 40%, и поэтому они “вскипают” под действием соляной кислоты, иногда в них встречаются карбонатные конкреции – “журавчики”. Присутствие в лессах гидроокислов Fe часто придает им бурю окраску. При увлажнении лессы уплотняются и дают просадки, образующие так называемые “степные блюдца” и другие более крупные и глубокие карстовидные формы рельефа – глинистый карст (или псевдокарст). Способность лессов давать просадки представляет серьезную опасность для строительства гражданских и промышленных сооружений.

Лессы залегают плащеобразно. Они покрывают водоразделы и склоны возвышенностей, поверхности высоких террас. Верхняя гипсометрическая отметка распространения лессов в горах и предгорьях строго ограничена абсолютной высотой 2–2,5 км. Это связано с возможностью переноса минеральной пыли воздушными потоками.

Мощность лессов может достигать нескольких десятков и даже сотни метров.

В лессах встречаются остатки раковин наземных моллюсков, кости млекопитающих, пыльца растений, свидетельствующие о холодном и сухом климате времени их образования. Заключенные в лессах горизонты погребенных почв наоборот являются показателями теплого климата, так как содержат теплолюбивую флору и фауну. Чем древнее лессы, тем большее количество горизонтов погребенных почв в них встречается. Так в разрезах лессов Китая выделено до 40 горизонтов погребенных почв. Иногда в лессовых покровах находят остатки стоянок древнего человека и его материальной культуры. Гораздо реже встречаются прослойки вулканического пепла (тефры), который может быть использован для определения абсолютного возраста. Абсолютный возраст лессов определяется главным образом термодюминисцентным методом, использующим зерна кварца.

Существует более 50 гипотез происхождения лесса. В самый ранний период изучения лессов в начале и середине XIX в. получили развитие гипотезы водного (аллювиального, морского и озерного) и вулканического происхождения. Ч.Лайэль выдвинул гипотезу о водноледниковой природе лессов. Ее разделяли П.Н.Кропоткин и В.В.Докучаев. Несколько позже, в 1903 г., о водном происхождении лессов, но связанном с пролювиальным и делювиальным путем накопления, высказался А.П.Павлов.

Водной гипотезе образования лессов противостоят гипотезы субаэрального их происхождения – эоловая и почвенно-элювиальная. Эоловая гипотеза, выдвинутая в 1877 немецким геологом А.Рихтогофеном, была поддержана многими геологами в России и развита В.А.Обручевым. Согласно этой гипотезе пыль, образующаяся в пустынях за счет интенсивного физического выветривания, выносится ветром за их пределы. При этом дальность переноса ветрами пыли достигает 6000 км, высота подъема 12 км, а скорость осадения пыли 0,1–3,0 мм/год.

В 1916 г. Л.С.Берг предложил почвенно-элювиальную гипотезу образования лессов, согласно которой они могут образовываться из любых мелкоземистых пород путем выветривания и почвообразования в условиях сухих степей.

Из перечисленных выше гипотез только эоловая объясняет многие свойства лессов: пылеватость, пористость, отсутствие слоистости

и плащеобразный, покровный характер его залегания. Об эоловом происхождении говорят и прослойки вулканического пепла, принесенные из областей вулканизма, резкие, без следов размыва границы горизонтов погребенных почв.

**Лессовидные суглинки.** Типичные лессы, обладающие всеми перечисленными признаками, распространены в аридных и семиаридных областях как в предгорьях, так и на равнинах. Аналогами лессов в более северных областях современного умеренного пояса, когда-то являвшихся перигляциальными, примыкавшими к ледниковым покровам, служат покровные лессовидные суглинки. Они отличаются от лессов более тяжелым составом за счет присутствия глинистых частиц, более темным цветом в свежем состоянии. Иногда в них наблюдаются тонкие прослойки песчано-гравийного, реже мелкогалечного материала. Мощность покровных суглинков значительно меньше лессовых толщ и составляет 2–3 м. В них часто наблюдаются морозные клинья, следы криотурбаций, т.е. солифлюкционного течения материала и мерзлотных деформаций, свидетельствующие об их формировании в холодных перигляциальных условиях. Остальные признаки типичных лессов – пористость, карбонатность, тросадочность, покровный характер залегания, присутствие погребенных почв и ряд других также свидетельствуют в пользу эолового происхождения покровных суглинков. Основным источником пыли служили ледниковые и водноледниковые отложения; пыль выносилась ветром из области оледенения в перигляциальные области. Там она осаждалась, образуя осадок, подвергшийся воздействию морозных процессов, а иногда и делювиальному переотложению (наличие песчано-гравийных прослоев).

Помимо эоловых лессов и покровных лессовидных суглинков существуют еще породы, которые по некоторым своим внешним свойствам напоминают лессы, но отличаются от них наличием слоистости, пресноводной фауны, отсутствием пористости и способности давать просадки, фациальной изменчивостью, а также не имеющих покровного залегания. К ним относятся лессовидные суглинки, супеси, реже глины, имеющие делювиальное (на склонах), пролювиальное (у подножий склонов), флювиогляциальное, а иногда и аллювиальное (на пойме) происхождение. Их часто неправильно смешивают с типичными эоловыми лессами.

## Глава 13

### Субаэрально (прибрежно)- морской ряд

Субаэрально-морские отложения формируются в пограничной зоне между сушей и морем, где постоянно происходит взаимодействие между морскими и наземными (субаэральными) геологическими процессами. В результате этого образуются специфические обстановки осадконакопления, характеризующиеся периодическим чередованием в них морских условий с субаэральными или субаквальными. Субаэрально-морские отложения достаточно разнообразны и в них выделяется несколько генетических типов: дельтовый, эстуарный, лагунный, приливный, гляциально-морской.

#### 13.1. Дельтовый тип

Формирование дельтового типа субаэрально-морских отложений происходит в условиях взаимодействия морских и континентальных обстановок осадконакопления. Основными факторами накопления этих осадков является сток речной воды и наносов, осаждение которых контролируется и морскими процессами.

Формирование дельтовых накоплений происходит в условиях постепенной смены гидрологического режима реки гидродинамическим режимом приемного морского бассейна. Поэтому фациальная дифференциация осадков дельт определяется двумя группами факторов: речными (русловые процессы, изменчивость стока воды и наносов и др.) и морскими (приливы, волнения и течения). По особенностям гидродинамических условий фациальных обстановок осадконакопления в дельтовых областях выделяются следующие характерные участки: 1) *приустьевой участок реки*, где на русловые процессы начинают воздействовать колебания уровня приемного бассейна, вызываемые приливами и ветровыми нагонами; 2) *собственно дельта*, где формирование фаций определяется взаимодействием водных масс реки и приемного бассейна; 3) *предустьевое взморье, или авандельта*, где происходит обмеление моря за счет поступления влекомых речных наносов, и ведущими являются морские фак-

## Устьевой участок реки

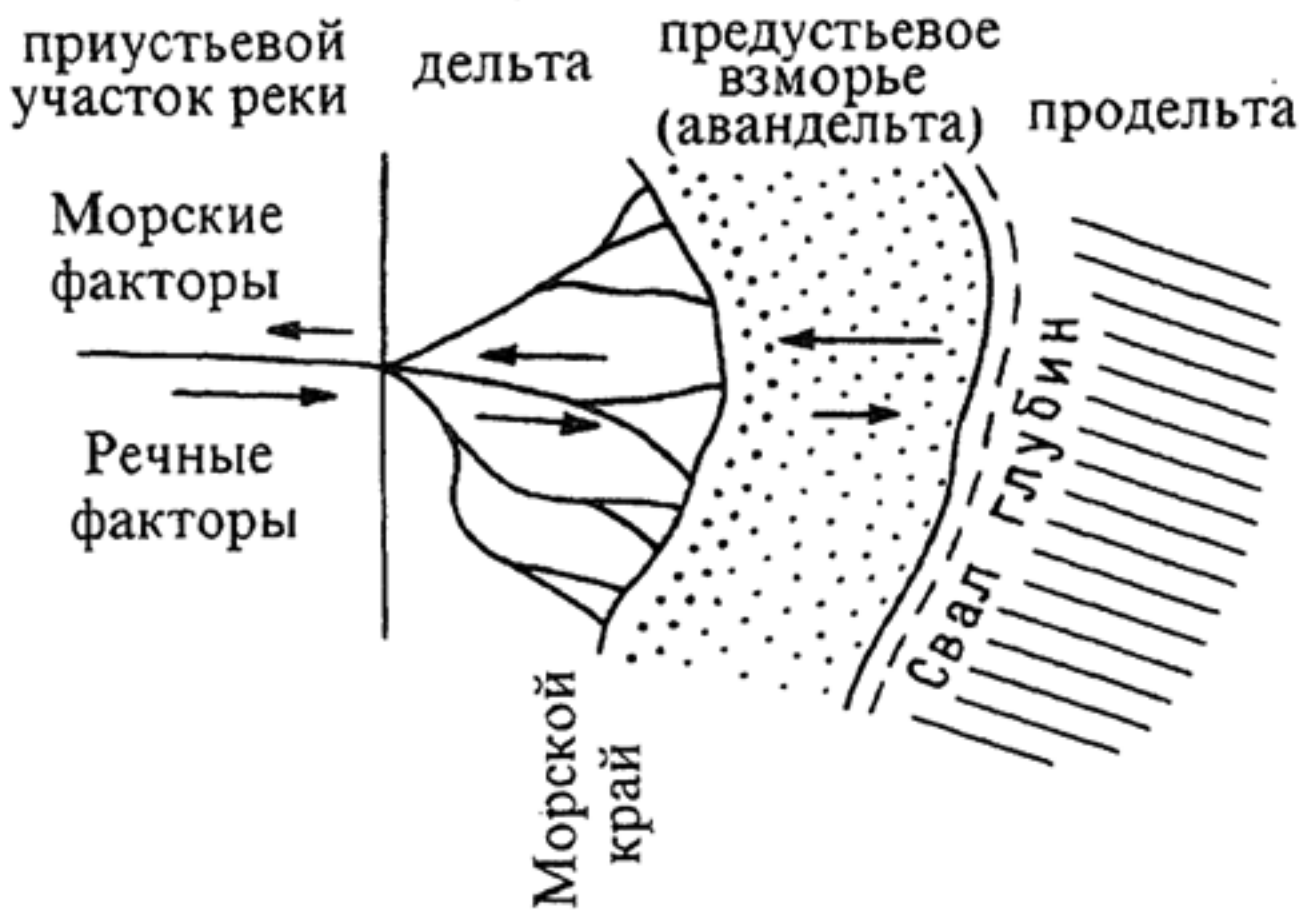


Рис. 41. Схема районирования дельтовой области (по И.В.Самойлову)

торы; 4) *продельта*, где откладываются уже только взвешенные наносы, распределение которых контролируется морскими процессами (рис. 41).

На **приустьевом** участке реки накапливаются обычные фации аллювиальных отложений. Однако приливы и ветровые нагоны вызывают периодические кратковременные задержки течения, что способствует отложению более мелких фракций речных наносов.

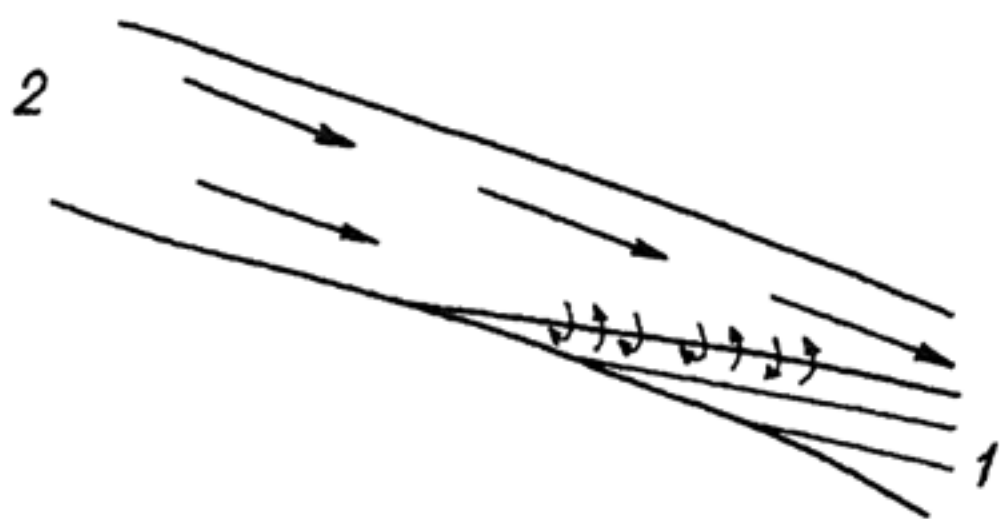


Рис. 42. Галоклин.

1 - солёные морские воды; 2 - пресные речные воды

В пределах **собственно дельты**, где русло разветвляется на многочисленные рукава и протоки, влияние приливов и нагонов выражено наиболее ярко. В максимум приливов, когда более плотные морские воды в виде придонного галоклина (клина солёных

вод) проникают далеко вверх по течению, в рукавах на какое-то время формируются подпорные участки, где течение вообще отсутствует. Под воздействием галоклина речная струя теряет контакт со дном (рис. 42), и здесь начинается массовое отложение речных наносов, как влекомых, так и взвешенных. В результате такого процесса фор-





Рис. 43. Отложения фации приливно-го подпора в Бенгальской дельте (район г. Кхульна)

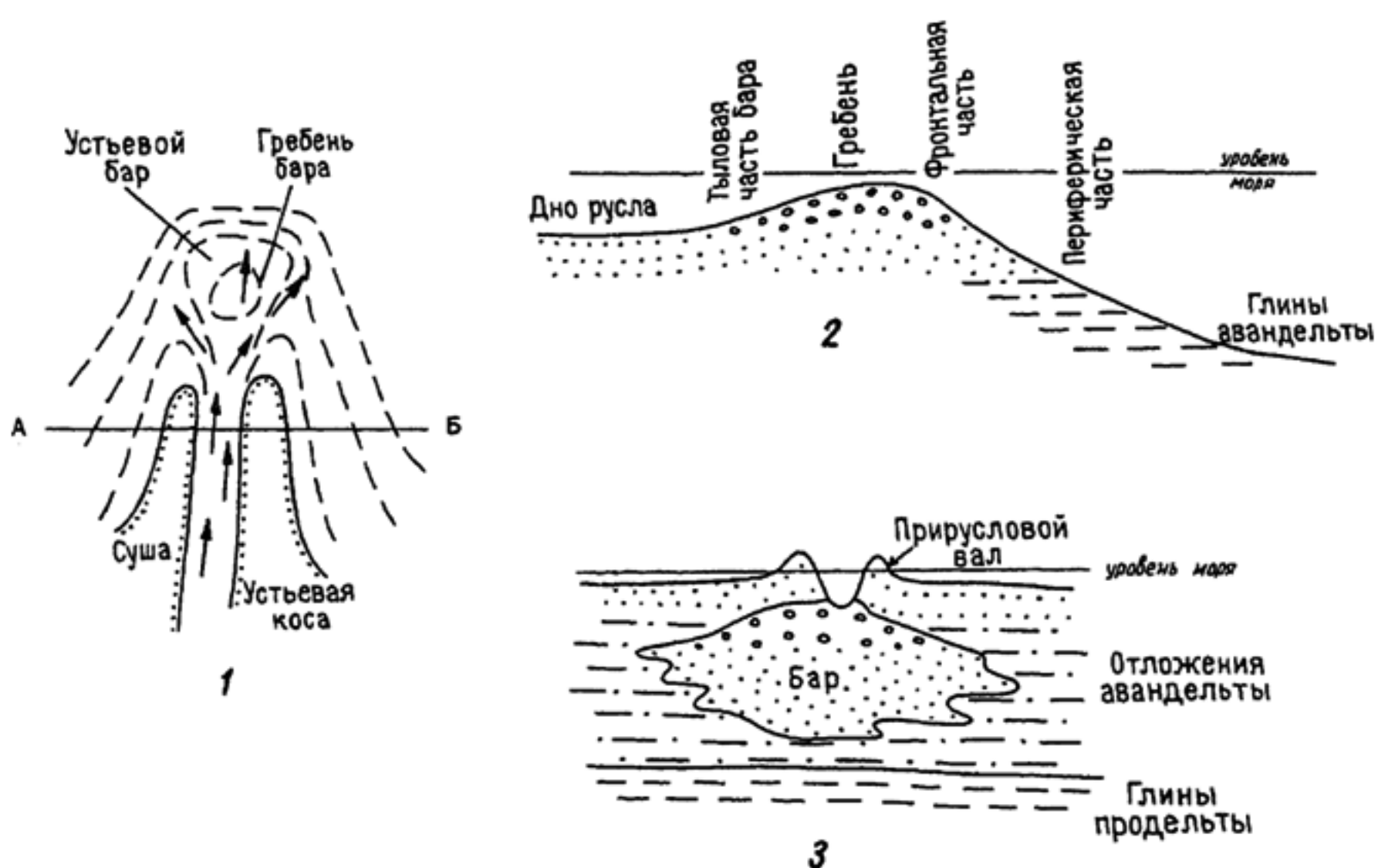
мируется специфическая фация приливно-го подпора, представленная тонкозернистыми, местами илистыми песками с четкой горизонтальной слоистостью озерного облика (рис. 43)..

В рукавах дельт, в местах их впадения в приемный бассейн часто образуются предустьевые углубления. Они возникают в результате резкого возрастания скорости донного течения в паводок, когда в устье происходит увеличение уклона водной поверхности. Фации предустьевых углублений

представлены песчано-алевритическими осадками с горизонтальной или спиралевидной слоистостью, нехарактерной для вмещающих их аллювиальных отложений.

В наземной части дельты широко развиты многочисленные озера различного происхождения, в которых происходит накопление преимущественно глинистых и песчаных илов с тонкой горизонтальной слоистостью, а также биогенных осадков. Характер осадконакопления в дельтовых водоемах изменяется во времени в зависимости от сезонных и многолетних колебаний речного стока, влияния приливов и нагонов, а также волнового воздействия. Так, увеличение речного стока вызывает заиление озерных осадков и отмирание моллюсков, дающих ракушу. При уменьшении же речного стока в озерах, связанных с морем, происходит усиление воздействия морских вод, что способствует развитию солоноватоводных моллюсков, формирующих ракушняк. В водоемах, расположенных у морского края дельты, формированию биогенных ракушечных отложений благоприятствует также подток соленых морских вод во время приливов и длительных нагонов. Во влажном, особенно тропическом климате, в озерах часто происходит накопление торфов, а в аридных областях – красноцветных соленосных отложений.

**Предустьевое взморье**, или авандельта, является зоной, где заканчивается переход гидрологического режима реки в гидродинамический режим приемного морского бассейна. Здесь происходит отло-



**Рис. 44.** Схема строения устьевого бара (по В.Н.Михайлову).

1 - план; 2 - продольный профиль; 3 - поперечный разрез

жение основной массы речных наносов, которые образуют специфические аккумулятивные формы в виде устьевых баров и приливных гряд. Устьевые бары образуются в результате уменьшения скоростей речного потока вследствие его растекания при выходе на взморье (рис. 44, 1). Объем наносов, аккумулирующихся на баре, может достигать весьма больших величин. Так как устьевые бары образуются главным образом путем аккумуляции влекомых речных наносов, они слагаются песками и алевритами различных размерностей. Наиболее грубые разности песков обычно слагают речной склон и гребень бара, а более тонкие пески их окаймляют (рис. 44, 2, 3). За счет развития устьевых баров происходит основной рост дельт, достигающий десятков метров в год.

Мористее устьевых баров располагается зона интенсивного смешивания пресных и соленых морских вод, которая часто совпадает со свалом глубин. Свал глубин обычно хорошо выражен в рельефе дна четким крутым уступом. Он является конечной границей распространения влекомых речных наносов в виде донных аккумулятивных форм. Свал глубин слагается осадками, отражающими сезонные колебания стока – паводковыми, более грубыми, обычно песчаными, и меженными, значительно более тонкими, как правило, алевритисты-

ми разностями. Это происходит вследствие того, что в зоне смешения пресных и соленых вод происходит коагуляция и накопление тонких взвешенных частиц. Отложения свала глубин и устьевых баров можно выделить в самостоятельные фации.

На предустьевом взморье возникает сложная система течений, которые выносят взвешенные наносы за свал глубин, где формируются тонкие илистые отложения **продельты**. Как правило, продельта примыкает к свалу глубин, но при сильных течениях она может быть частично или даже полностью отделена от основного тела авандельты. Так, например, продельта р. Роны отделена от свала глубин на несколько десятков километров.

### 13.2. Эстуарный тип

Эстуарные отложения также, как и дельтовые, формируются при весьма интенсивном взаимодействии континентальных и морских процессов осадконакопления. Эстуарии образуются при подтоплении низовьев речных долин при морской трансгрессии, что часто связано с тектоническим опусканием побережья. С гидрологической точки зрения, эстуарий – это полузамкнутый водоем, имеющий открытую связь с морем, с одной стороны, и соединяющийся с рекой, с другой. Эстуарии характеризуются крайне нестабильной гидродинамической обстановкой осадконакопления. Для них характерны периодические подъемы уровня воды во время приливов и понижение уровня при отливах, что изменяет динамику речных вод и их химический состав. Главной отличительной чертой эстуариев является присутствие в них пресных речных вод с плотностью  $1 \text{ г/см}^3$  и соленых морских вод с плотностью  $1,025 \text{ г/см}^3$ . Вследствие более низкой плотности пресная речная вода течет по поверхности более плотной соленой воды и растекается в виде слоя, который постепенно утоняется в сторону моря. В то же время придонный галоклин соленых вод также постепенно выклинивается вверх по реке. Граница раздела между солеными и пресными водами периодически меняется под воздействием приливов и отливов. Галоклин во время максимума приливов приводит к возникновению застойных условий в эстуарии. Поэтому эстуарии являются эффективными седиментационными ловушками с высокими скоростями осадконакопления (до  $10 \text{ мм/год}$ ). Осадки поступают в эстуарии из рек в виде влекомых и взвешенных наносов,

УСТЬЕ ЭСТУАРИЯ | ВОРОНКООБРАЗНЫЙ ЭСТУАРИЙ | РУСЛО ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЭСТУАРИЯ | АЛЛЮВИАЛЬНАЯ РАВНИНА

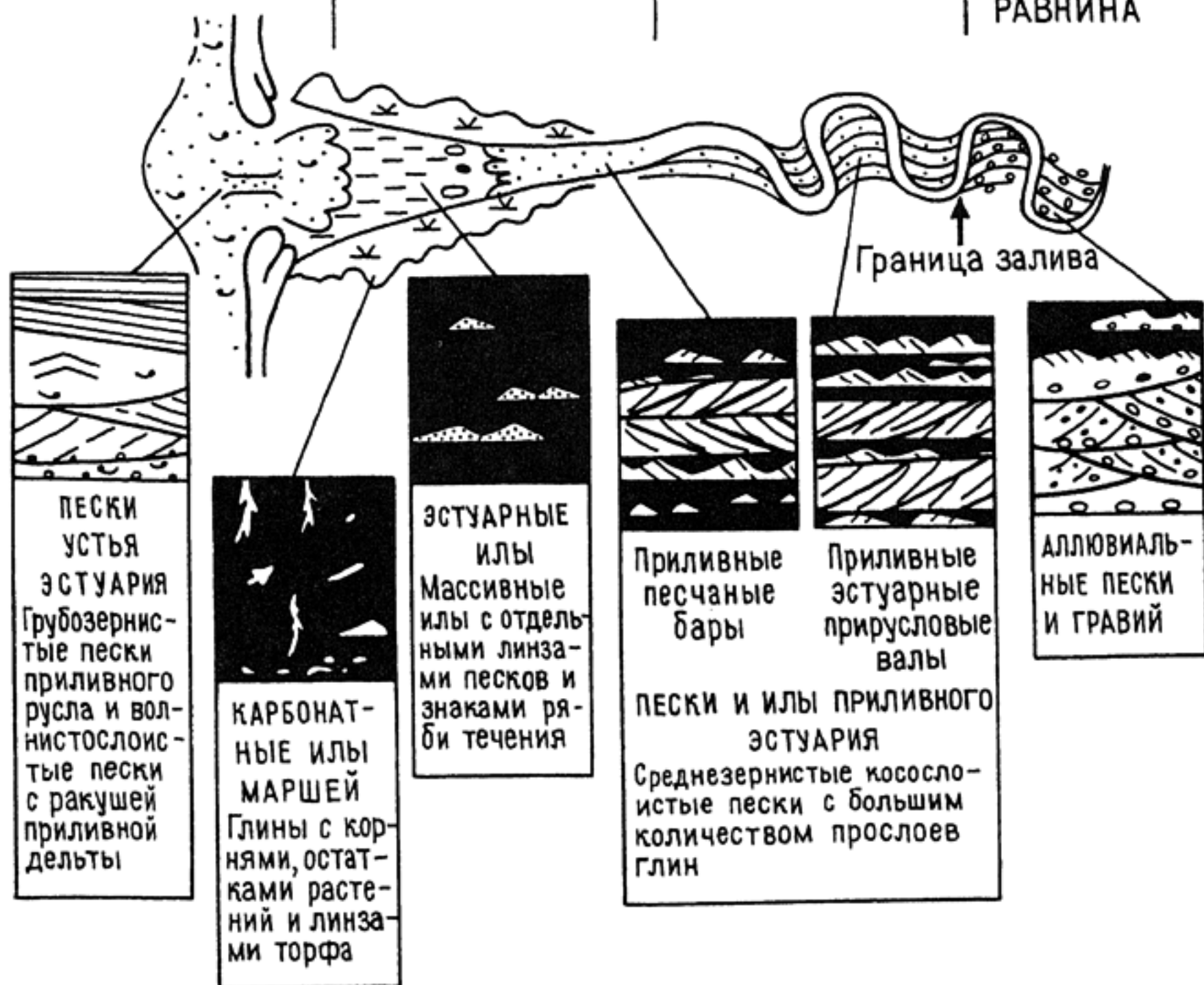
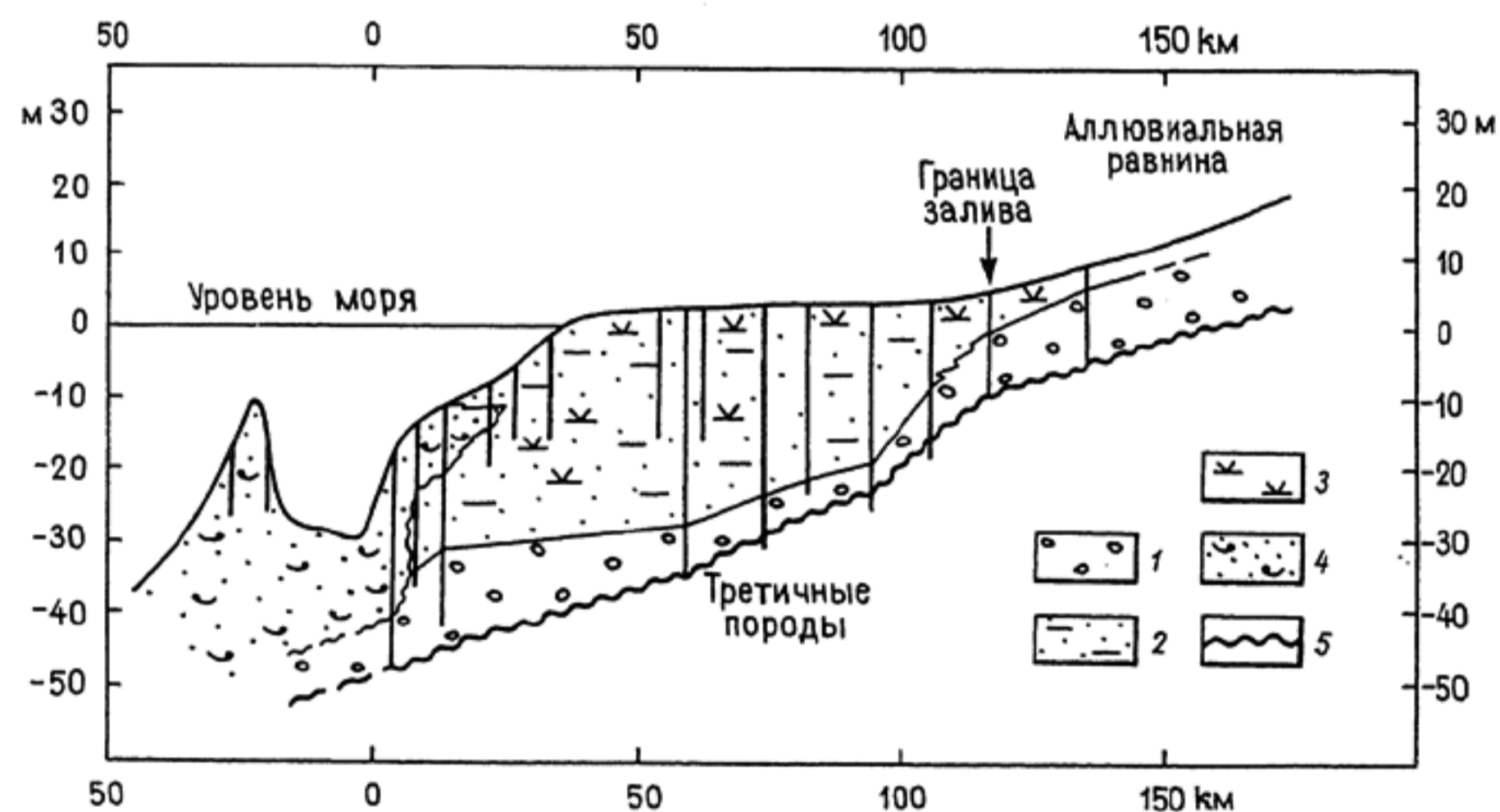


Рис. 45. Фациальная модель эстуария р. Жиронда (Франция) (по Г.П.Аллену и Х.В.Позаментеру)

основная масса которых приносится в короткие паводковые периоды. Значительно меньшая часть наносов может приноситься морскими приливными течениями. Как влекомые, так и взвешенные наносы в основном отлагаются около верхнего края клина соленых вод, где течения резко замедляются, а в максимум прилива падают до 0. Здесь находится "иловая пробка", образующаяся вследствие коагуляции взвешенных наносов в соленой воде.

В эстуариях можно выделить три основные среды осадконакопления: 1) *дно русел*, в верхней части эстуария, где формируются русловые и приливные фации; 2) *участки пойм и маршей*, заливаемые во время приливов и паводков (воронкообразный эстуарий, в котором отлагаются осадки пойменного облика и карбонатные илы); 3) *мелководные бухты* с застойной гидродинамической обстановкой

(рис. 45). Русловые фации эстуариев, образующиеся в достаточно высокоэнергетической обстановке, представлены песками, часто грубозернистыми с большим количеством раковин, галек и кусков древесины (рис. 46). Характерна разнонаправленная косая слоистость типа “селедочного скелета”, образующаяся под воздействием приливных и отливных течений. Осадки пойм представлены горизонтально и волнисто слоистыми глинами и алевритами, которые разделяются неслоистыми пачками от 1 до 10 см мощности. В бухтах в зависимости от источника поступления осадков и энергии волнения могут накапливаться илы или пески. Для них характерна интенсивная биотурбация (переработка осадков илоедами), которая слабо развита в слоистых осадках пойм.



**Рис. 46.** Продольный геологический разрез эстуария р. Жиронда (по Г.П.Аллену и Х.В.Позаментеру).

1- русловые грубозернистые пески с гравием и галькой; 2 - приливные пески и илы; 3 - илистые отложения пойм и маршей; 4 - пески устья эстуария; 5 - главная эрозионная поверхность (подошва аккумулятивных отложений)

Обычно эстуарии быстро заполняются осадками от их головных частей к устью и краям. Эстуарная дельта выполнения формируется в голове эстуария и растет в сторону моря. Латеральная аккумуляция за счет разрастания маршей и приливных равнин также играет значительную роль. В некоторых эстуариях, подвергающихся активно-

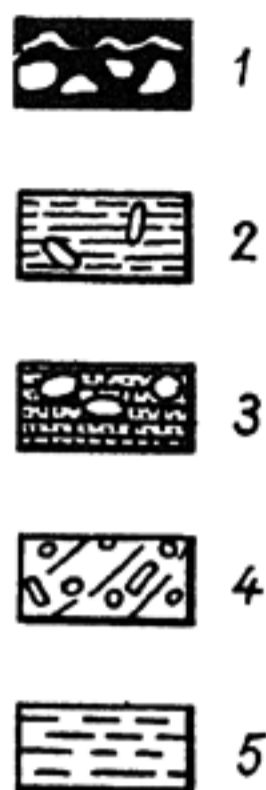
му воздействию волнения, весьма важным является отложение морских осадков в их устьях, где формируются береговые валы. После выполнения эстуария осадками река втекает в море уже по аккумулятивной равнине и формирует дельту выдвигания.

### 13.3. Лагунный тип

В пограничной зоне между сушей и морем формируются лагунные накопления. Различного типа лагуны широко распространены на многих морских побережьях. Прибрежные лагуны – это преимущественно мелководные акватории, отчлененные от открытого моря барами, косами или пересыпями. В отличие от эстуариев в лагуны редко впадают крупные реки и поэтому в них практически нет пресных вод. Специфическими особенностями лагун является их мелководность, защищенность от волнового воздействия открытого моря, постоянная или сезонная связь с основным водоемом, повышенная или, наоборот, пониженная соленость вод.

На формирование лагунных осадков большое влияние оказывает климат, и для каждой климатической обстановки характерны свои специфические осадки. Так, в лагунах умеренных широт широкое распространение имеют глинистые и алеврито-глинистые илы с многочисленными следами деятельности илоедов. В арктических широтах тонкозернистые осадки лагун часто обогащены материалом ледового разноса: галькой, песком и мелкими валунами. Среди лагунных осадков тропической зоны преобладают тонкие карбонатные илы, переработанные илоедами. Встречаются также и оолитовые песчаные осадки.

В лагунах аридных областей (Персидский залив и др.) содержание солей в воде может достигать 120 г/л. В этих лагунах накапливаются эвапориты (рис. 47), представленные в основном гипсом, ангидритом и полигалитом, а также мергели и известняки. На пластах эвапоритов нередко залегают водорослевые подушки или маты, образующие сплошной покров. Эти водорослевые образования обязаны своим возникновением мельчайшим организмам – циано-бактериям. Водорослевые биогермы этого типа многими чертами напоминают широко распространенные в докембрийских разрезах слоистые известняки – строматолиты. Когда-то их формирование происходило на



**Рис. 47.** Типичный разрез лагунных отложений аридной зоны (по А.И.Конюхову).

1 - массивные ангидриты и стяжения ангидритов; 2 - строматолиты с псевдоморфозами гипса; 3 - известняки с порами высыхания; 4 - оолитовые и биокластические известняки; 5 - мергели, аргиллиты

огромных территориях в прибрежных зонах. В современную эпоху строматолиты наиболее ярко представлены в лагуне Мормона (Южная Калифорния).

Лагунные накопления, как и погребенные почвы, являются тонким индикатором климатической обстановки времени их формирования. В лагунах могут формироваться лечебные грязи.

### 13.4. Приливный тип

Приливные равнины со строгой периодичностью то заливаются морем (во время прилива), то осушаются (при отливе). Это приводит к периодической ежесуточной смене морских и субаэральных обстановок осадконакопления при формировании приливных отложений. Обстановки осадконакопления на приливных равнинах отличаются большим разнообразием и зависят от многих факторов, среди которых главнейшими являются климатические и тектонические, определяющие направленность и интенсивность седиментационных процессов. По условиям осадконакопления на приливных равнинах выделяются следующие участки: 1) *соляные марши* – побережья, затопляемые во время приливов (низкие и высокие); 2) *приливо-отливные русла*; 3) *прирусловые валы*. Процессы осадкообразования в пределах приливо-отливных равнин весьма активны, и скорости аккумуляции современных осадков составляют 0,5–1,5 см/год.

На **соляных маршах** происходит накопление преимущественно тонкого, алеврито-глинистого материала, приносимого с суши водными потоками и ветром. Как правило, эти осадки обогащены орга-

ническим веществом, имеющим в основном гумусовый состав вследствие образования за счет разложения растительных остатков. На высоких маршах (более 2 м над уровнем моря) развиваются солончаки, в отложениях которых преобладают алевритистые осадки, содержащие аутигенный гипс.

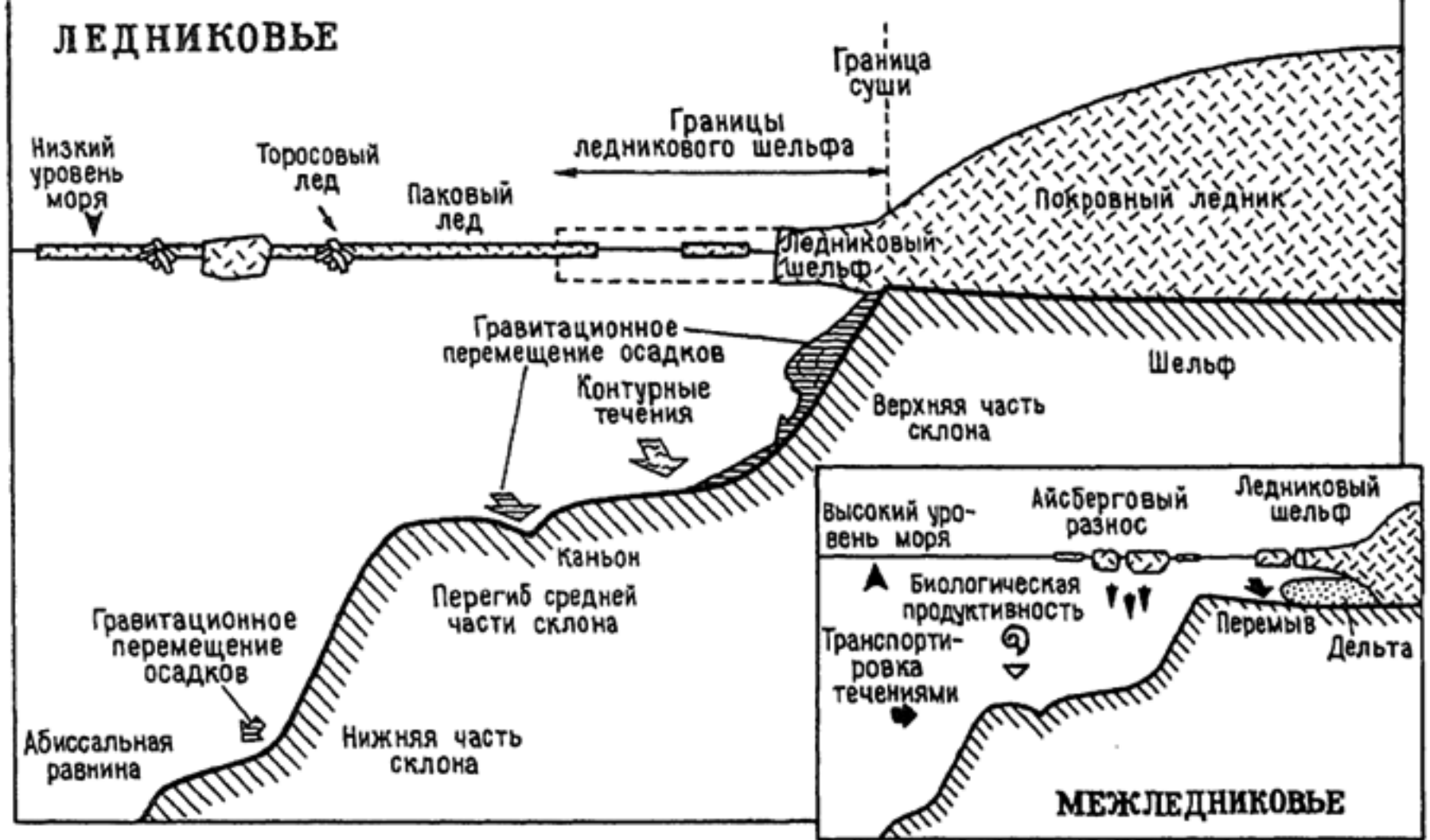
Отложения приливных равнин могут быть представлены не только глинами и алевритами, но также и песками. Так, классические приливо-отливные равнины Голландии и Северной Германии на побережье Северного моря в большинстве случаев сложены преимущественно тонкозернистыми песками, с различным содержанием среднезернистых фракций. Отложения приливного типа характеризуются большим разнообразием седиментационных текстур. Для них характерна горизонтальная параллельная слоистость и разнообразные знаки ряби течений в виде слойков сигмовидной формы. Самой характерной является корытообразная слоистость с включением мелких разнонаправленных серий косых слойков в виде "седлообразного скелета", образующихся в результате смены направления течений при приливах и отливах.

В приливо-отливных руслах отлагается значительно более крупный материал, причем самые грубые осадки концентрируются в их устьевых участках. Разнообразный раковинный материал накапливается как на дне приливо-отливных русел, так и на прилегающих прирусловых валах. Весьма часто ракуша и карбонатный детрит залегают в переотложенном состоянии и даже формируют так называемую "самоотмокку", т.е. осадки, из которых сильными течениями вымыт весь тонкий материал. Раковинные пески фации приливных русел, выполняющие древние врезы, составляют около половины разреза голоценовых отложений многих приливо-отливных равнин.

### **13.5. Гляциально (ледниково) - морской тип**

В гляциально-морской тип сейчас принято выделять большую группу довольно разнообразных, прежде всего терригенных осадков, формирующихся в подледных условиях. Подледная седиментация происходит в заполненном морскими водами пространстве, образующемся под шельфовыми ледниками антарктического типа и под покровом многолетних паковых льдов подобных тем, которые в на-





**Рис. 48.** Формирование ледниково-морских отложений на шельфе Антарктиды в ледниковую и межледниковую эпохи (по Ж.Б.Андерсону и М.А.Томасу)

стоящее время занимают всю центральную часть Северного Ледовитого океана. Главным источником обломочного материала являются плавающие льды, захватывающие его с суши. Наибольшее количество такого материала выносится шельфовыми льдами.

Характер гляциально-морского осадконакопления существенно меняется в холодные ледниковые и теплые межледниковые эпохи (рис. 48). В ледниковье покровный материковый ледник при низком уровне моря переходит в обширный ледниковый шельф, к которому примыкают сплошные паковые и торосовые льды. На подводной окраине материка преобладает гравитационное перемещение осадков, и возникают контурные течения, формирующие так называемые *контуриты*. В межледниковье при высоком уровне моря ледниковый шельф резко сокращается и широкое распространение получает айсберговый разнос, формирующий весьма специфические осадки. Значительно повышается биологическая продуктивность, что приводит к накоплению органогенных илов. На границе ледникового шельфа и суши в самом начале прибрежной части морской подледной полости шельфового ледника под воздействием приливов образуется зона разгрузки потока талых вод и осадочного материала,

идущего с суши. Это приводит к формированию дельты (рис. 48), обычно имеющей двучленное строение. Нижняя ее часть представляет собой серию наклонных, четко выраженных пачек слоев, напоминающую строение внешнего, морского края обычной дельты. Верхняя часть представлена менее мощной толщей отложений донной морены, перемытой приливами и отливами.

Среди других гляциально-морских отложений большая часть относится фактически к морским, и термин "гляциально" в данном случае означает лишь источник осадочного материала и агент его переноса с суши.

## Глава 14

### Морской ряд

Моря и океаны являются конечными бассейнами накопления осадков, выносимых с суши реками, ледниками и эоловым путем. Значительное количество осадков терригенного происхождения поступает в морские бассейны и в результате абразии берегов самими морями. Еще совсем недавно большинство геологов считало океаны глубокими бассейнами, спокойствие которых нарушалось почти лишь одним мягким “дождем” остатков пелагических организмов. Однако к настоящему времени установлено, что в морях и океанах широко развиты различные весьма интенсивные процессы и что скорости подводной эрозии и аккумуляции на морском дне соизмеримы с таковыми на суше. В связи с этим существовавшее ранее мнение, что морские отложения можно относить к одному единому генетическому типу, было пересмотрено. В настоящее время в морских отложениях выделяются целый ряд генетических типов и многочисленные фации, их составляющие.

Как и на суше, на морском дне формирование различных по генезису типов осадков проходит под воздействием трех главных факторов: рельефа, климата и динамики среды осадконакопления. Высокая плотность водной среды, в которой происходит морская седиментация, делает ее динамику ведущим фактором фациальной дифференциации морских осадков. Динамика среды морского осадконакопления определяется двумя главными типами процессов: *гидрогенным* и *гравитационным*, определяющими формирование главнейших генетических типов морских отложений. К гидрогенным относятся процессы, где основным агентом является кинетическая энергия воды. Среди высокоэнергетических гидрогенных процессов выделяются *волнение* и *течения*. Волнение характеризуется колебательными движениями воды с деформациями и разрушением волн на прибрежном мелководье. Различного рода течения, образующиеся под воздействием многих факторов, характеризуются поступательным и односторонним движением водной массы.

В гравитационных процессах определяющими факторами перемещения и отложения наносов являются сила тяжести и масса самих частиц вещества. К высокоэнергетическим гравитационным процессам относятся *обваливание* и *оползание*, а также перемещение вещества *потоками высокой плотности* (обломочными, грязевыми и т.п.). Низкоэнергетическим процессом является так называемая "*нефелоседиментация*" (perhele – греч. облако), когда происходит медленное осаждение взвеси малой плотности, "частица за частицей".

К особому типу (статическому) относятся *биохемоседиментационные* процессы, которые приводят к возникновению аккумулятивных форм рельефа, образованных непеременными остатками донной фауны (ракушечные банки, рифы и т.п.) и продуктами химического взаимодействия верхнего слоя осадков с наддонной водой (эвапоритами и т.п.).

На проявление этих ведущих процессов морской седиментации большое влияние оказывает климатическая и в особенности геоморфологическая зональность. Гидрогенные, гравитационные и биохемоседиментационные процессы по-разному проявляются в прибрежной зоне, на шельфе, континентальном склоне и у его подножия, на абиссальных равнинах и других глубоководных частях дна Мирового океана. В связи с этим для выделенных геоморфологических зон характерны свои специфические генетические типы и фации морских отложений, резко отличающиеся по своему строению и составу.

Накопление различных четвертичных отложений происходит в различных *седиментационных ловушках*, хотя, конечно, существуют и площадная седиментация. Под седиментационными ловушками понимаются участки, где под воздействием различных факторов происходит быстрое локализованное осадконакопление, приводящее к формированию крупных аккумулятивных тел, сохраняющихся в геологических разрезах.

Все многообразные ловушки осадочного материала можно подразделить на два главных типа: *структурно-геоморфологические* и *седиментационные* (табл. 3). К первым относятся отрицательные элементы рельефа различного генезиса, формы и размеров с относительно пониженной по сравнению с окружающими участками придонной гидродинамической активностью. На этих участках может происходить интенсивная локальная разгрузка (осаждение) поступающих наносов. Как правило, такие понижения рельефа дна при

Таблица 3. Основные типы ловушек осадочного материала

I. Структурно-геоморфологические	
А. Структурные	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Грабены</li> <li>2. Рифты</li> <li>3. Желоба</li> <li>4. Синклинали</li> <li>5. Мульды</li> </ol>
Б. Эрозионные	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Затопленные речные долины шельфа</li> <li>2. Отмершие русла каньонов на континентальном склоне</li> <li>3. Отмершие русла высокоплотностных потоков на континентальном подножии</li> </ol>
II. Седиментационные	
А. Гидродинамические	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Дельты,</li> <li>2. Лиманы, эстуарии и лагуны,</li> <li>3. Косы, бары, пересыпи,</li> <li>4. Приливные гряды</li> <li>5. Валы контуритов</li> </ol>
Б. Гравитационные	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Глубоководные конусы выноса</li> <li>2. Подножия крутых уступов склона и русла каньонов</li> </ol>
В. Биоседиментационные (скопления не перемещенных скелетов бентосных организмов)	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Кораллово-водорослевые рифы</li> <li>2. Ракушечные банки</li> </ol>
Г. Хемоседиментационные	<ol style="list-style-type: none"> <li>1. Эвапориты</li> </ol>

достаточном количестве наносов быстро выполняются осадками. Однако они могут существовать и довольно длительное время, если в них действуют течения, способные перемещать и выносить поступающий осадочный материал.

К седиментационным ловушкам относятся крупные положительные аккумулятивные формы, целиком созданные экзогенными процессами, практически без прямого влияния тектонических факторов. Наиболее крупными ловушками структурно-геоморфологического типа являются *глубоководные желоба*. Они протягиваются на многие сотни километров вдоль континентальных окраин и представляют

собой узкие депрессии дна с очень крутыми склонами и относительно глубинами более 3–5 км. Ширина днищ желобов редко превышает 5 км. Желоба являются очень эффективными ловушками и перехватывают практически весь обломочный материал, поступающий с прилегающей суши. Скорости осадконакопления в днищах желобов находятся в тесной зависимости от количества поступающих наносов и колеблются в широких пределах от 30 до 300 см/тыс. лет. В результате таких высоких скоростей осадконакопления за последние несколько сот тысяч лет в Алеутском и Южно-Чилийском желобах, например, накопилось более 1 км осадков.

*Затопленные речные долины* на шельфе являются характерным примером структурно-геоморфологических ловушек эрозионного происхождения. Эти подводные долины, как правило, заполняются частично или полностью довольно мощной толщей глинистых терригенных илов. Так, в затопленной древней долине р. Днепр мощность такого рода илов голоценового возраста составляет 1 м. В это же время на прилегающих участках шельфа мощность осадков этого же возраста, представленных ракушечниками, не составляет и первых десятков см. В затопленной долине р. Гудзон (Сев. Америка) длиной до 130 км мощность голоценовых осадков достигает 22 м, в то время как на прилегающих к ней участках шельфа она не превышает 10 м. Специфические ловушки осадочного материала располагаются у основания крутых уступов континентального склона и подножия, где могут накапливаться оползневые массы многометровой мощности.

Таким образом, на континентальных окраинах активное осадконакопление происходит в различных седиментационных ловушках. В них формируются крупные аккумулятивные тела. Выделение седиментационных ловушек имеет большое палеогеографическое значение, так как позволяет определить древние среды осадконакопления, особенности палеорельефа и наметить разновозрастные береговые линии.

### 14.1. Гидрогенный тип

Отложения гидрогенного генетического типа развиты преимущественно в прибрежной зоне и на шельфе. Прибрежная зона является областью волнового перемещения и аккумуляции осадочного материала. Здесь формируются отложения прибрежных осадков волновой аккумуляции, или так называемых *волновых* отложений. Другие

факторы (например, различные течения) в этой зоне играют второстепенную роль. Главным динамическим агентом формирования волновых отложений являются прежде всего те колебательные движения воды у дна, которые вызываются деформацией и разрушением волн на любом прибрежном мелководье.

Следовательно, волновые фации формируются в зоне от начала деформации волн на мелководье до полосы их полного разрушения на урезе. Волновые отложения прибрежной зоны образуют широкий спектр хорошо известных береговых аккумулятивных форм: береговых валов (рис. 49), кос, пересыпей, баров, пляжей барьерных островов (рис. 50), морских аккумулятивных террас.

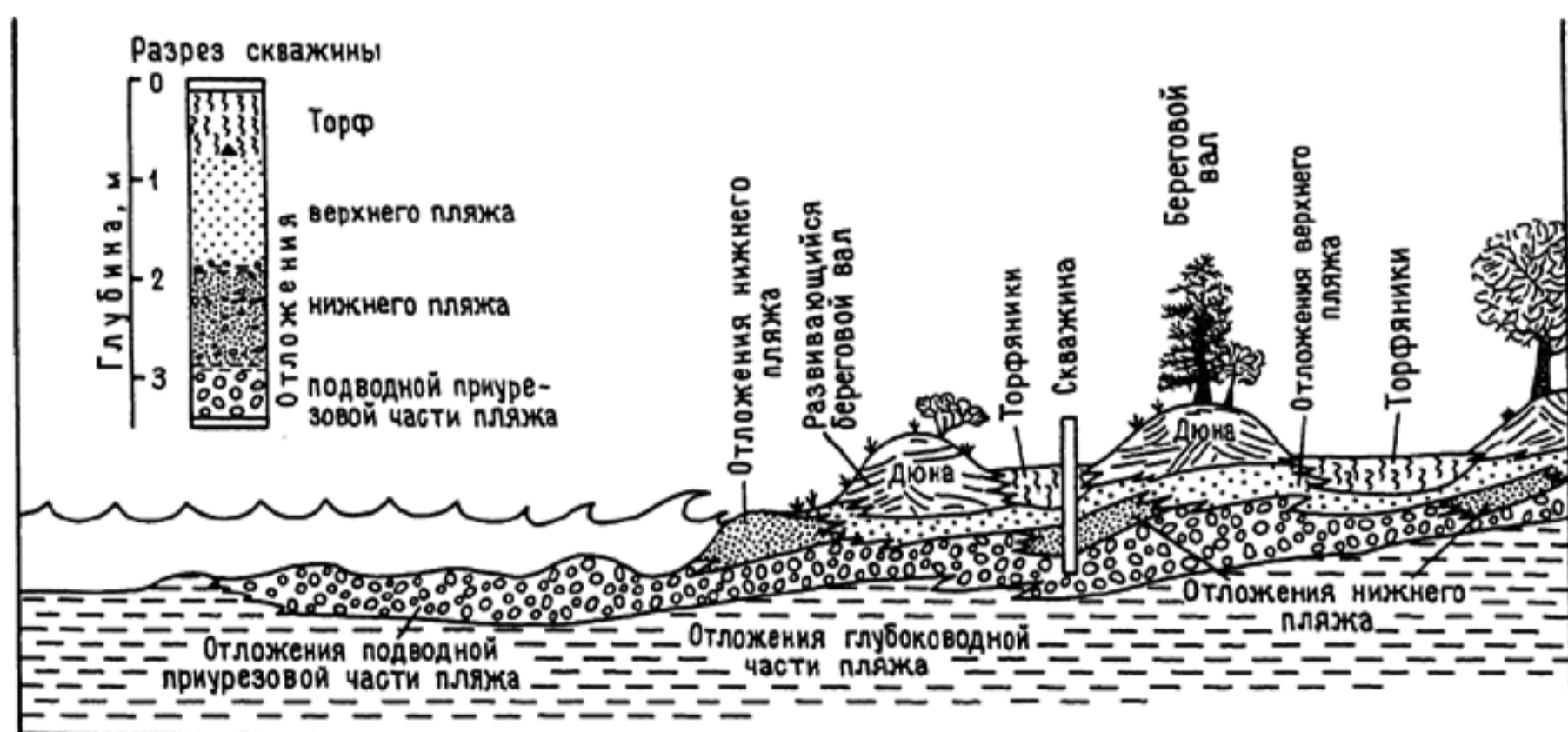
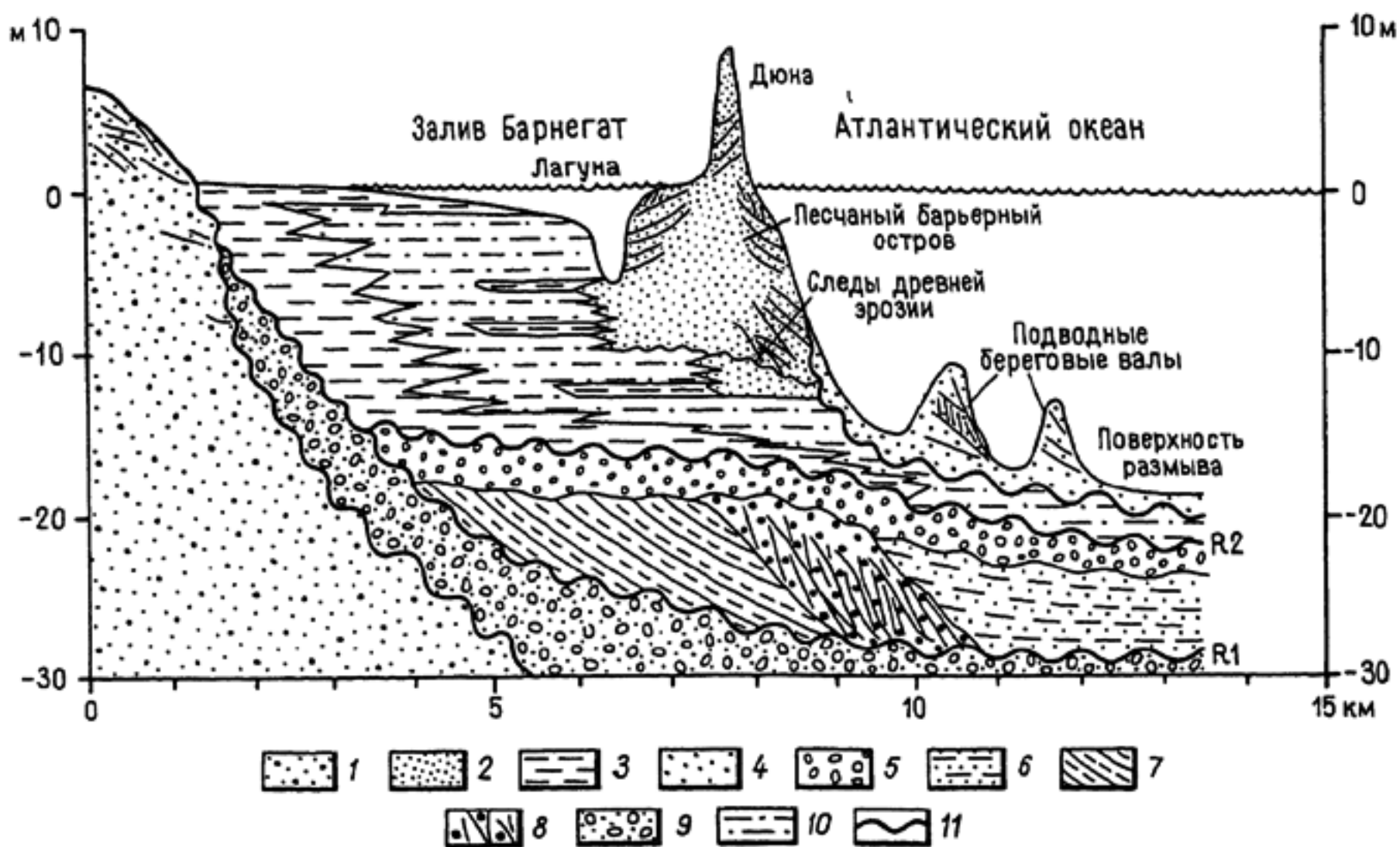


Рис. 49. Схематический поперечный разрез отложений береговой зоны (по Е.Р.Дотту и Д.М.Кельсону)

Среди волновых отложений выделяются три основные фации, четко различающиеся по литологическим признакам. К первой фации относятся *пляжевые* отложения уже разрушенной волны, или так называемого *прибойного потока*, действующего на прирезовом откосе. Это — наиболее грубые и слабо сортированные осадки, среди которых на современных пляжах преобладают пески, но широко развиты и различные более грубые гравийно-галечные и ракушечные отложения. Для них характерна косая слоистость пляжевого типа и максимальная концентрация изометричных по форме частиц тяжелых минералов с плотностью более  $4 \text{ г/см}^3$ . Эти минералы (касситерит, шеелит и др.) могут формировать россыпные скопления.



**Рис. 50.** Поперечный геологический разрез подводных голоцен-верхнеплейстоценовых прибрежных аккумулятивных форм на шельфе Нью Джерси (по С.Страйду).

1 - гравийно-песчаные отложения; 2 - мелкозернистые пески барьерного острова; 3 - лагунные илы (нижний голоцен); 4 - косослоистые пески подводных береговых валов; 5 - регрессивные гравийные отложения; 6 - глины и пески; 7 - береговые отложения; 8 - отложения прибрежных валов; 9 - регрессивные гравийно-галечные отложения; 10 - алеврито-илистые отложения; 11 - отражающие горизонты, в том числе отвечающие рисским среднеплейстоценовым эпохам оледенений ( $R_1$ ,  $R_2$ )

Вторая фация представлена отложениями *приурезовой* зоны разрушения волн. Они слагают характерные аккумулятивные формы в виде подводных береговых валов. Здесь резко преобладают средне- и мелкозернистые пески, местами с четкой косой слоистостью. Характерна небольшая примесь алевритовых (менее 0,1 мм) частиц, практически не встречающихся в фации прибойного потока. Для мономинеральных зерен характерна концентрация среднетяжелых (от 3 до 4 г/см<sup>3</sup>) и менее изометричных по форме частиц, например, типа роговых обманок.

Третья фация волновых отложений формируется во *внешней* зоне первичной деформации волн на мелководье, обычно глубже полосы подводных береговых валов. Она представлена неслоистыми или слабослоистыми мелкозернистыми, часто алевритистыми песками. В



них концентрируются наиболее мелкие и уплощенные зерна (например, слюды).

Отложения всех волновых фаций гидрогенного типа занимают всегда одно и то же положение в пространстве относительно друг друга. Поэтому в разрезе любой аккумулятивной береговой формы наблюдается как бы элементарный ритм, в котором нижний горизонт сложен алевритистыми песками фации внешней зоны деформации волн, над ними залегают пески фации зоны разрушения волн, и венчается разрез грубыми песками фации прибойного потока.

В сторону моря прибрежная зона переходит в *шельф*, глубина которого колеблется от 20–50 до 400–500 м. Шельф в переводе с английского языка означает “полка”. И в действительности, он образует почти плоскую, обычно слабо наклонную полку между берегом и континентальным склоном, от которого он обычно отделен четко выраженной бровкой. В отличие от прибрежной зоны дно шельфа не подвергается воздействию волнения. Поэтому здесь основными гидрогенными факторами осадконакопления являются не волны, а различные *течения*, среди которых наибольшее значение имеют *штормовые* и *приливно-отливные*. При формировании фации течениевых отложений главным динамическим агентом накопления является не колебательное, а поступательное и однонаправленное движение водной массы. Отложения течений формируются за счет размыва и переотложения рыхлых осадков, слагающих дно шельфа. Среди них можно выделить фацию *реликтовых* отложений и фацию *переотложенных*, или *палимпсестовых*, отложений. К реликтовым относятся отложения, оставшиеся неперемещенными в местах интенсивного размыва дна. Они образуют маломощные, плащеобразные покровы плохо сортированных крупно- и среднезернистых песков со значительной примесью гравийно-галечного и даже валунного материала. Чаще всего они образуются на внешней краевой и средней частях шельфа.

Вторая фация течениевых отложений формируется приливными и штормовыми течениями из вымытого и переотложенного осадочного материала. Переотложенные, или палимпсестовые, отложения представлены преимущественно мелкозернистыми песками и реже крупными алевритами, местами с косою или волнистой слоистостью. В рельефе дна они образуют крупные, вытянутые по направлению господствующих течений аккумулятивные гряды длиной до первых де-

сятков километров, шириной в сотни метров и высотой в несколько десятков метров. Скорость перемещения приливно-отливных гряд в проливе Ла-Манш достигает 25–30 м/год.

Кроме гидродинамически активных обстановок, на отдельных участках шельфа могут существовать и низкоэнергетические, “пассивные” условия осадконакопления. На этих участках господствующим способом накопления осадков является *гравитационное осажжение* взвеси малой плотности. В результате такого спокойного осажжения формируется *нефелоидная* фация. Она может быть представлена двумя основными типами осадков. Первый – это монотонные или слабослоистые илы, формирующиеся в условиях относительно равномерного и достаточно интенсивного поступления осадочного материала. Второй тип слагается слоисто-пульсационными отложениями, образующимися при резко пульсирующем по интенсивности и составу поступлении взвешенного материала. Обычно это терригенные алевритово-глинистые отложения с четкой горизонтальной слоистостью. При снижении темпов поступления терригенной взвеси образуются прослой, обогащенные ракушей.

Гидрогенный генетический тип формируется также и на континентальном склоне, в особенности на его подножии, под воздействием так называемых *контурных течений*, образующихся вследствие разной плотности теплых и холодных вод. Они действуют на громадные расстояния. Например, холодные придонные воды Антарктической окраины проникают на север вплоть до экватора и даже далее. Под воздействием контурных течений образуются отложения, названные А. Бумой *контуритами*. Они слагают гигантские аккумулятивные валообразные тела шириной в десятки и длиной в многие сотни километров, при мощности до 1–1,5 км. Эти аккумулятивные образования, как и береговые аккумулятивные формы, возникают при падении наносодвижущего потенциала контурных течений после огибания ими выступов континента в виде крупных мысов. Контуриты представлены глинами и лютитами (алевритистыми глинами) с прослоями алевритов и тонкозернистых песков с мелкой волнистой косой слоистостью. В контуритах прослеживается как нормальная, так и обращенная градационная слоистость с резко выраженными верхним и нижним контактами. В контуритах имеется мелкая косая слоистость, подчеркиваемая тонкими скоплениями тяжелых минералов. Микрофауна в контуритах встречается редко и только в виде от-

дельных обломков, образующих скопления с четко выраженной сортировкой по крупности.

Гидрогенные процессы во многом определяют фациальную дифференциацию и глубоководных осадков абиссальных равнин.

Гидродинамический режим океана контролирует состав, продуктивность и распределение биоса, являющегося главным поставщиком материала для океанических осадков. С общей системой океанских течений (поверхностных и глубинных, горизонтальных и вертикальных) связано размещение основных фациальных комплексов отложений. Эти комплексы образуют латеральный ряд от кремнисто-карбонатных накоплений высокопродуктивной тропическо-экваториальной зоны через область развития фаций глубоководных эпелагических (см. ниже) глин к высокоширотным зонам повышенного кремненакопления.

Структура водной толщи характеризуется вертикальной зональностью, влияющей на состав и распределение осадков. С ней связана *критическая глубина карбонатообразования* (КГК), играющая важную роль в формировании карбонатных фаций. В каждом из океанов КГК находится на различных отметках. Наиболее высокое (3000 м) положение она занимает в полярных районах и вдоль континентальных окраин. Самым низким (4500–5000 м) уровнем КГК характеризуется область экваториального течения в Тихом океане.

Другая разновидность вертикальной зональности связана с кислородным режимом водной толщи. Поверхностный слой океана обильно насыщен растворенным кислородом благодаря обмену с атмосферой и фотосинтезу. Ниже располагается интервал, обедненный им. Это так называемый слой кислородного минимума, имеющий в различных местах разную мощность и положение (от 100 до 1300 м, редко до 2000 м).

Под слоем кислородного минимума находится вторая (нижняя) “кислородная зона”, обусловленная опусканием в зонах конвергенции богатых кислородом вод из поверхностного слоя и отсутствием на глубинах активных потребителей кислорода. Мощность и глубинное положение зон, обогащенных кислородом, существенно влияют на биогенное кремненакопление.

*Карбонатные фации* очень широко распространены в океанах, и практически все они имеют биогенное происхождение. Их основными компонентами являются остатки микроорганизмов нанофоссилий

и планктонных фораминифер, количественные соотношения и сохранность которых во многом определяются положением дна по отношению к лизоклину и критической глубине карбонатообразования. Для пелагических карбонатов характерны *биотурбации* (нарушения, связанные с деятельностью организмов).

*Кремнистые фации* приурочены к трем широтным поясам биогенного кремненакопления – экваториальному и двум в умеренных широтах. Для последних характерно обилие остатков диатомовых водорослей, а для экваториального, кроме того, и радиоляриевых остатков.

Фации *эвпелагических*, (т.е. явно морских) глин, называемых *красными глубоководными глинами*, распространены в наиболее глубоких частях океана, где дно опущено ниже уровня критической глубины карбонатообразования. Они занимают до 50% площади дна Тихого океана и около 25–30% – Атлантического и Индийского, располагаясь в наиболее отдаленных от континентов частях океанов. Эвпелагические глины имеют характерную красновато-коричневую окраску и состоят из наиболее тонких частиц. Содержание в них пелитовых фракций (<0,01 мм) нередко достигает 95–98%. В составе глин, кроме продуктов дальнего разноса терригенного материала, большое значение имеют аутигенные (образованные на месте, в среде нахождения) минералы, представленные цеолитами. За редким исключением глины бескарбонатны или слабокарбонатны, органическое вещество в них практически отсутствует. Для них характерно присутствие вулканогенного пеплового материала, других пылеватых частиц эолового разноса и метеорной пыли. Органогенными остатками эвпелагические глины бедны, хотя в них и встречаются раковины радиолярий, зубы акул и реже слуховые косточки китов. Для глубоководных глин характерны также железо-марганцевые стяжения и конкреции.

## 14.2. Гравитационный тип

Гравитационный генетический тип морских отложений наиболее широко развит на континентальном склоне и подножии.

Континентальный склон начинается от четко выраженной в рельефе бровки шельфа и протягивается сравнительно неширокой полосой до глубин 1500–3500 м. Уклоны склона колеблются от 1° до 20°.

но в среднем составляют всего лишь  $4^\circ$ . Ниже склон выполаживается и переходит в континентальное подножие, ширина которого достигает нескольких сотен километров и который имеет значительное распространение в Мировом океане. На континентальном склоне и подножии дифференциация терригенного осадочного материала, поступающего с суши и шельфа, осуществляется преимущественно гравитационными процессами; гидрогенные процессы имеют здесь подчиненное значение.

Гравитационные процессы подразделяются на три главных типа: 1) *обваливание и оползание*, 2) *течение вещества в виде вязких и дисперсионных потоков высокой плотности*, 3) *перемещение вещества в виде несвязных, жидких высокоплотных потоков*. Эти процессы и приводят к формированию трех основных групп фаций морских гравитационных отложений.

При обвалах и оползнях происходит простое механическое перемещение крупных блоков, глыб и других обломков различных размеров под действием силы тяжести. Следует отметить, что при этом не происходит существенного нарушения их внутренней структуры. Как и на суше, перемещение обломков в обвалах происходит при упругом взаимодействии их между собой и поверхностью склона. Для возникновения обвальных накоплений необходимы крутые и высокие склоны. Поэтому отложения этой группы фаций имеют наиболее широкое распространение на активных континентальных окраинах с резко контрастными новейшими тектоническими движениями и глубоко расчлененным рельефом.

**Обвальные** отложения характеризуются плохой сортированностью, хаотическим расположением обломков и глыб, обычно угловатых или полуокатанных. Они содержат очень мало заполняющего вещества, и обломки, как правило, соприкасаются непосредственно друг с другом. Какая-либо слоистость обычно не прослеживается.

Формирование морских отложений **оползневого** генетического типа, в отличие от обвалов, происходит и на пологих склонах, с уклонами  $3-4^\circ$  и даже менее. Так, например, в авандельте Миссисипи, где происходит очень быстрое накопление рыхлых осадков, оползни обнаружены на открытых склонах с углами всего лишь  $0,2^\circ$ . Оползни могут охватывать участки склона от нескольких кв. метров до десятков тысяч. Поэтому оползание, характерное для районов с высокими скоростями осадконакопления, является важным агентом пе-

## Классификация механизмов подводных потоков



Рис. 51. Типы гравитационных высокоплотностных потоков (по Д.Буржуа)

ремещения осадков по континентальному склону в более глубокие части океанских бассейнов. Оползневая группа фаций широко распространена на континентальном склоне и, в особенности, на подножии. Так, около 50% осадков континентального подножия атлантической окраины Северной Америки представлено оползневыми образованиями. Отложения оползневой группы фаций, в отличие от обвальных отложений, характеризуются четкой слоистостью. Эта слоистость часто нарушается в основании слоя или его верхней части, где происходят значительные деформации с формированием мелких складок и разрывов.

Ко второму типу подводных гравитационных процессов перемещения относятся *вязкие* и *дисперсионные потоки* осадочного материала (рис. 51). Они возникают тогда, когда сдвиговые напряжения распространяются по всей перемещающейся массе породы. Среди них выделяют *потоки обломков* (debris flow), *потоки зерен* (grain flow) и *грязевые потоки* (mud flow). Отложения этих потоков существенно отличаются друг от друга и формируют соответствующие фации.

В обломочных потоках, имеющих скорость от 10–50 до 100 см/сек, обломки перемещаются за счет выталкивающей силы заполняющего вещества, обычно имеющего глинистый состав. Они обла-

дают значительной транспортирующей способностью и могут переносить большой объем грубого обломочного материала на значительные расстояния по относительно пологим склонам. Отложения обломочных потоков характеризуются большим содержанием заполняющего вещества и слабо выраженными текстурными особенностями. Гранулометрическая характеристика отложений обломочных потоков варьирует от глин с редкими крупными обломками (до 0,5 м и более) до галечных отложений с тонкозернистым, преимущественно глинисто-алевритистым заполняющим веществом.

В зерновых потоках перемещение происходит за счет дисперсионного давления, образующегося при взаимодействии между отдельными зернами или частицами. Такого рода потоки образуются на крутых склонах при углах естественного откоса или близких к ним. К фации зерновых потоков уверенно можно отнести только маломощные прослойки глубоководных песков с обратной градационной слоистостью.

В грязевых потоках происходит преимущественно ламинарное движение пластичных глин, возникающее даже и при небольших уклонах склона. Фация грязевых потоков представлена маломощными прослоями глин и выделяется условно. После насыщения осадка водой, когда он превращается в вязкую жидкость, на подводных склонах образуются потоки *разжиженных осадков* (liquefied flows). В этих потоках обломки поддерживаются вертикальной составляющей течения поровой жидкости, заполняющей пространство между отдельными взвешенными, несоприкасающимися частицами. Отложения разжиженных потоков представлены маломощными слоями тонкозернистых песков и грубых алевритов, большей частью неслоистых. Иногда прослеживается градационная слоистость по всему слою или его части. Довольно часто наблюдаются блюдце- и колоннообразные текстуры отжимания поровых вод.

Важным механизмом перемещения взвешенных глинисто-песчаных наносов от береговой зоны вплоть до абиссальных равнин являются *турбидитные течения*, или *мутьевые потоки*, наиболее широко развитые на континентальном склоне и подножии. В них частицы поддерживаются во взвешенном состоянии турбуленцией, возникающей в результате гравитационной неустойчивости между отдельными слоями жидкости с различной плотностью. Для образования турбидитного течения необходимо, чтобы имелся слой воды с

плотностью 1,1 г/см или более. Турбидитными течениями формируются классические турбидиты, характеризующиеся циклической градационной слоистостью.

Кроме *слабоплотностных турбидитов* выделяется также фацция *высокоплотностных турбидитных потоков*, отложения которой отличаются более грубозернистым составом. Если классические турбидиты это алеврито-глинистые, редко тонкопесчаные осадки, то высокоплотностные турбидитные отложения представлены уже преимущественно грубыми песками с гравием, галькой и даже валунами. Это связано с тем, что транспортирующая способность высокоплотностных турбидитных течений во много раз выше слабоплотностных.

Различные высокоплотностные потоки при поступлении большого количества осадочного материала формируют очень крупные аккумулятивные тела *глубоководных конусов выноса*, нередко образующих с дельтами единые природные системы. Глубоководные конусы протягиваются от устьев питающих каньонов на сотни км вплоть до абиссальных равнин и являются своеобразными подводными аналогами предгорных пролювиальных конусов выноса. Проявление осадкообразующих гравитационных процессов в различных частях конусов выноса (верхней, средней и нижней) существенно различается. Так, в верхней части конусов (рис. 52) преобладают оползневые процессы и перемещение осадочного материала в виде вязких и жидких высокоплотностных потоков. Они и формируют соответствующие фации, представленные наиболее грубыми галечниково-песчаными отложениями, а также слоистыми алевритами и глинами (рис. 52, I–VII). В средней части конусов крупность терригенного осадочного материала существенно уменьшается, и здесь развиты пески и алевриты, переслаивающиеся с глинистыми илами (рис. 52, VIII–X). Для средней части конусов характерно развитие *наложенных вторичных конусов ("супрафанов")*, формирующихся в устьях подводных русел и представленных хорошо сортированными тонкозернистыми песками. В нижней части конусов резко преобладают процессы турбидитного и нефелоидного осадконакопления. Поэтому здесь развиты классические турбидиты с типичной градационной слоистостью (рис. 52, XI). Мощность осадков конусов выноса может достигать нескольких километров.



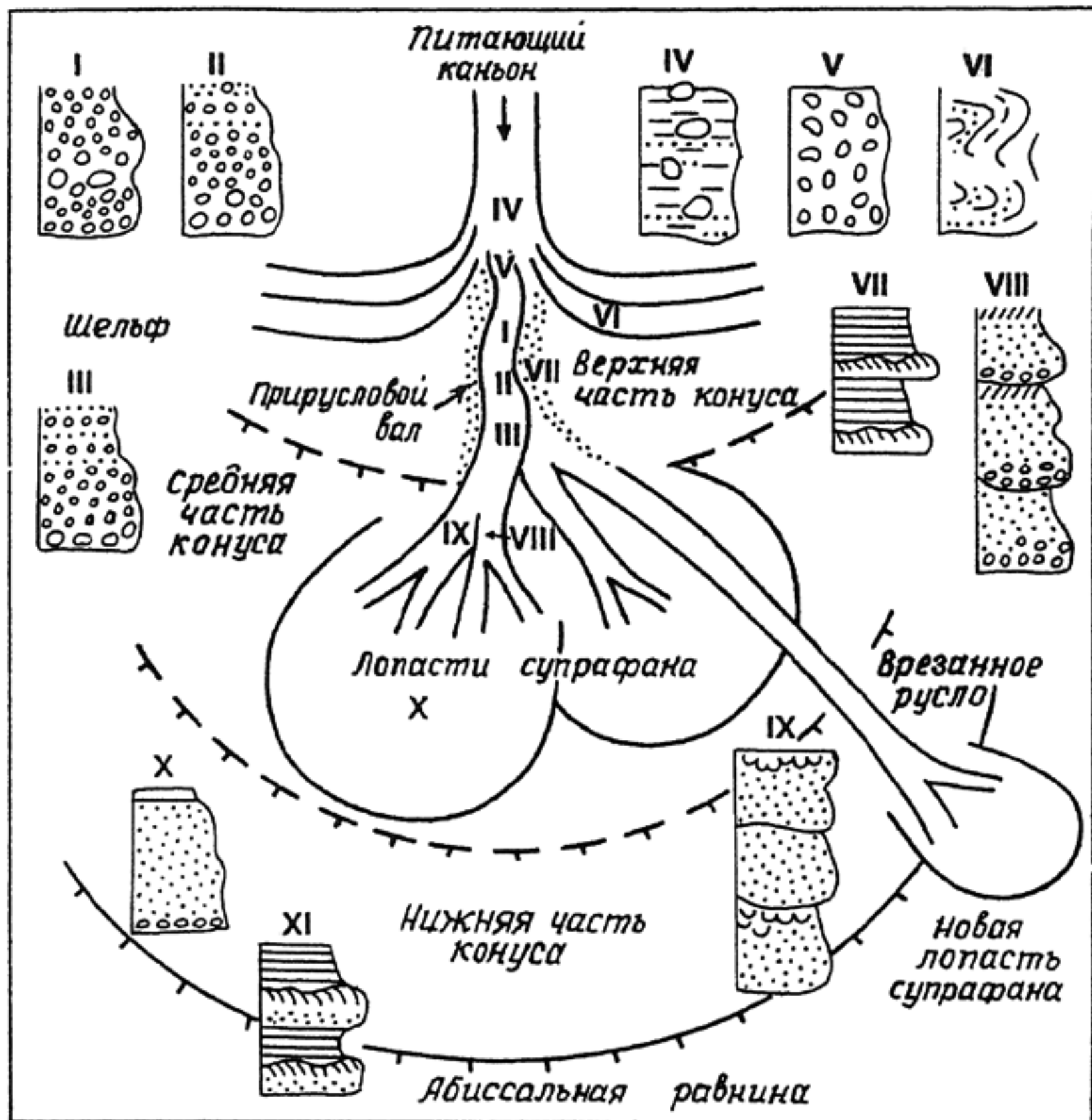


Рис. 52. Схема строения глубоководного конуса выноса (по А. Уолкеру). Колонки I - IX характеризуют типовое строение разрезов отложений в пунктах или зонах конуса, обозначенных соответствующими цифрами

### 14.3. Айсберговый тип

Айсберги представляют собой громадные отторженцы шельфовых ледников Антарктиды и Гренландии. Они содержат большое количество обломочного материала, главным образом моренного, захваченного ледником при движении по матерiku. Под воздействием ветров и течений айсберги выносятся далеко за пределы полярных морей. При таянии айсбергов, заключенный в них обломочный материал опускается сквозь значительную (до 3-4 километров) толщу воды, что приводит к удалению части тонкого, пелитового и алевритового, а иногда и песчаного материала.

Айсберговый тип представлен песчано-алеврито-глинистыми осадками с рассеянными гальками и валунами. Окатанность обломочного материала практически отсутствует или очень слабая. Поверхность обломков шероховатая. В айсберговых отложениях прослеживается неясная, а местами четкая тонкая горизонтальная слоистость. В них встречается морская фауна и диатомеи, а также аутигенные минералы: карбонаты, сульфиды, фосфаты, кремнезем и др. Грубый обломочный материал наиболее широко развит на шельфе, песчаный преобладает на континентальном склоне, а пелитовый начинает господствовать на континентальном подножии. Он представлен тонкодисперсным кварцем и полевыми шпатами, а из глинистых минералов — лишь иллитом и хлоритом.

Айсберговые отложения развиты не только на материковой окраине, но и в южных частях ложа Атлантического, Индийского и Тихого океана. Основная масса айсберговых грубых плохо сортированных отложений опоясывает Антарктический материк почти сплошным кольцом шириной 500–750 км и более.

#### 14.4. Биогенный тип

Этот тип представлен скоплениями непеременных скелетов безкостных организмов. Среди них наибольшее значение имеют *кораллово-водорослевые рифы* и *ракушечные банки*.

**Рифы** являются крупными аккумулятивными формами континентальных окраин и представляют собой созданные организмами сооружения, каркас которых достаточно прочен, чтобы противостоять действию волнения. Рифовые постройки покоятся на основании, состоящем как из животных (кораллы, мшанки, фораминиферы и др.), так и растительных (водоросли) остатков. Для их образования необходим ряд экологических условий. Во-первых, такие постройки могут образовываться при температуре воды не ниже  $+18^{\circ}$ – $+20^{\circ}$ C. Поэтому они встречаются лишь в тропических морях. Во-вторых, их существование возможно только в воде с нормальной соленостью (27–40‰). Поэтому в районах с резким опреснением морской воды, например, в авандельтовых участках крупных рек, рифовые постройки, как правило, не формируются. В-третьих, для нормального роста органогенных построек необходимо достаточное количество

солнечного света. Поэтому большинство рифовых образований может активно развиваться на глубинах не более 40–50 м.

Органогенные сооружения очень чутко реагируют на загрязнение воды. Живые организмы, образующие постройки, любят чистую и прозрачную воду. Наиболее благоприятные условия для роста рифов создаются в тех местах, где имеются постоянные течения и волновое движение воды, что способствует обильному снабжению рифостроящих организмов пищей в виде планктона и усиленному кислородному обмену. Для появления органогенных построек необходимо также, чтобы организмы расселялись по дну бассейна не равномерно, а отдельными скоплениями с высокой плотностью поселения. Чаще всего такими локальными участками служат положительные формы рельефа морского дна.

Рифы делятся на три основных типа: *береговые, барьерные и кольцевые*, представляющие собой единый генетический ряд.

Береговые, или окаймляющие, рифы формируются у берегов и часто бывают соединены с сушей. Барьерные рифы представляют собой валы, поднимающиеся со дна моря, параллельные берегу и отделенные от него каналом или лагуной. У Большого Барьерного рифа, вытянутого почти на 2000 км вдоль восточного побережья Австралии, средняя ширина лагуны составляет 30–50 км. Кольцевые рифы обычно представлены *аттолами* – образованиями округло-овальной формы, растущими, как правило, на глубоководном цоколе и окаймляющие лагуны. Подводным цоколем часто являются вулканические конусы, резко обрывающиеся по краям к значительным глубинам.

**Ракушечные банки** представляют собой скопления раковин, створок или других скелетных остатков одиночных организмов на месте их поселений. В основном это моллюсковые, чаще всего устричные, а также гастроподовые, брахиоподовые и некоторые другие поселения. Биоценоз определяется одной доминирующей формой, с которой жизненно связано несколько других. Для формирования банок нужен активный гидродинамический режим, и обычно они приурочены к участкам с донными течениями на малых глубинах. Известны поселения и на глубинах в сотни метров, но они все таки редки и специфичны. Температура воды контролирует общую массу ракушечных банок, их разнообразие и видовой состав. Банки могут образовываться и в северных морях. Геоморфологически поселения

выделяются плоскими возвышениями дна, но нередко банки и на одном уровне с дном, сложенным другими осадками.

## 14.5. Хемогенный тип

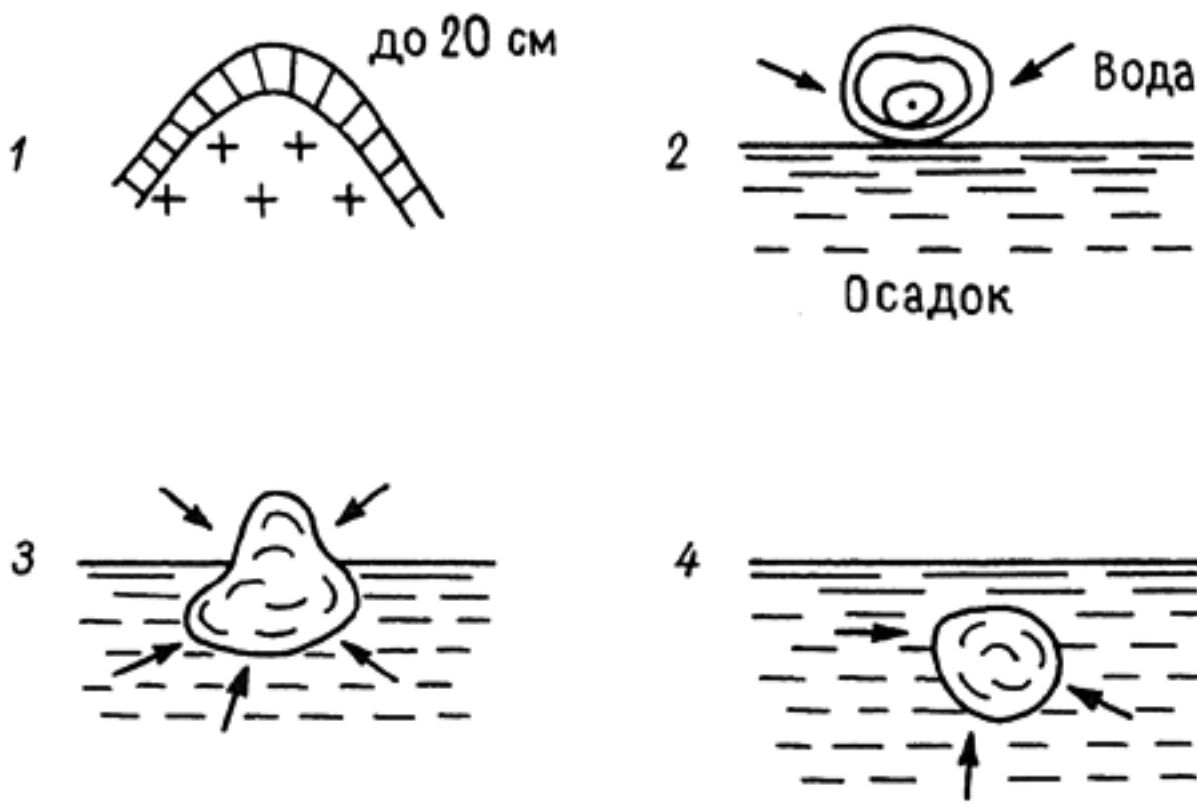
Хемогенные отложения возникают главным образом за счет собственных ресурсов морских вод, когда другие процессы имеют подчиненное значение и тип аккумуляции определяется химическими процессами – выпадением в осадок растворенных веществ. Основным типом хемогенных образований являются *лагунные* отложения, формирующиеся в жарком аридном климате. Отложение известковых, доломитовых, сульфатных и галогенных солей происходит при испарении воды в мелководных лагунах, как правило, имеющих постоянный подток морской воды. Отложения лагун разобраны в предшествующей главе 13 и поэтому в данной главе не рассматриваются.

Карбонат кальция выпадает из морской воды химическим путем в виде мелких шариков, называемых *оолитами* (от греч. ооn - яйцо и lithos - камень)(из них образуются оолитовые известняки), а также тонкие известковые илы, имеющие широкое распространение, особенно в теплых морях.

В переходной области от шельфа к континентальному склону местами образуются хемогенные *фосфориты*, которые могут быть источниками фосфатного сырья. Вместе с фосфоритами часто встречаются *глаукониты* в виде аутигенных зерен и агрегатов, детритовых зерен и выполнений раковинок фораминифер и других организмов.

К хемогенному генетическому типу относятся также *железо-марганцевые конкреции* и *корки*, широко распространенные на дне Мирового океана. По своему происхождению они являются *седиментационно-диагенетическими* и представляют собой типичные хемогенно-осадочные образования, механизм формирования которых еще не до конца выяснен. Сейчас установлено, что в их формировании участвуют также гидрогенные и биогенные факторы.

При гидрогенных процессах гидроокислы железа и марганца выпадают химическим путем непосредственно из воды, и конкреции лежат на поверхности дна (рис. 53, 2). Диагенетический механизм образования конкреций предполагает поступление вещества из иловых вод в процессе диагенеза осадков. Конкреции при этом целиком



**Рис. 53.** Схема формирования различных типов железомарганцевых конкреций и корок (по И.О.Мурдмаа).

1- корки, облегающие выступы инородного основания (обозначен крестиками); 2 - седиментационные конкреции; 3 - седиментационно-генетические конкреции; 4 - диагенетические конкреции

погружены в донные отложения (рис. 53, 4), для верхней части которых характерен геохимически активный слой мощностью до нескольких сантиметров. Жизнедеятельность организмов способствует накоплению полезных компонентов в океанских водах, а первичная биологическая продуктивность обеспечивает органический углерод и кислород, необходимые для конкрецииобразования. Если половина конкреции находится в воде, а другая часть погружена в осадки, образуются так называемые седиментационно-диагенетические конкреции, которые обычно имеют грушевидную форму (рис. 53, 3).

Конкреции, как правило, залегают в виде отдельных стяжений на поверхности океанского дна в один слой вдоль границы осадок – вода. Но иногда они лежат настолько плотно, что образуют сплошной покров, который называют “подводными мостовыми”. Иногда на выступах коренных пород формируются корки мощностью до 20 см, характеризующиеся повышенным содержанием кобальта и железа (рис. 53,1).

### 14.6. Гидротермальный тип

Гидротермальные отложения представлены *металлоносными осадками и массивными сульфидами*, образующими различные постройки. **Металлоносные осадки**, содержащие более 10% железа и повышенные концентрации ряда других металлов, были обнаружены вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия и на дне впадины Атлантис-II в Красном море. В последней впадине в результате выходов высокосолёных гидротермальных растворов образовалась страти-

морфная залежь металлоносных отложений длиной в 13 км, шириной 5 км и мощностью 10 м.

**Массивные сульфиды** были найдены сначала в отдельных пробах из рифтовых долин срединно-океанических хребтов, а затем были обнаружены и выходы высокотемпературных гидротерм с сульфидами.

Наиболее интересный гидротермальный источник с температурой воды до  $350^{\circ}\text{C}$  был изучен с подводных обитаемых аппаратов на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия на  $21^{\circ}$  северной широты. Здесь на глубине 2600 м наблюдались тумбообразные сооружения и холмики конической формы высотой до 10 м и диаметром основания 5 м. В центре тумб и холмов прослеживается трубообразный центральный канал с боковыми отверстиями. Постройки слагаются пористым, подобно губке, аморфным кремнеземом и сульфидами в виде мелких трубок, инкрустаций и выполнений пустот.

Не весь сульфидный материал осаждается у выхода гидротерм и на стенках подводных каналов. Значительная часть растворенных сульфидов выносится в виде растворов в океанскую воду. В окислительной среде придонных вод из гидротермальных растворов выделяются тонкодисперсные частицы сульфидов в виде черного облака. Эти облака на подводных фотографиях выглядят как дым из печных труб. Поэтому такие активные выходы были названы *“черными курильщиками”*. *“Белые курильщики”* образуются при выходах гидротерм, богатых серой и другими светлыми минералами. Скорость роста конусов и столбов активных курильщиков может превышать 30–40 см в год.

Холмики и трубы массивных сульфидов на океаническом дне физически и химически неустойчивы и постепенно разрушаются, превращаясь в груды обломков. Срастание таких реликтовых сульфидных холмиков, увенчанных трубами, может привести к формированию крупных тел массивных сульфидов, имеющих очень молодой возраст и представляющих интерес с точки зрения добычи полезных ископаемых.

#### 14.7. Подводно-элювиальный тип

Подводное выветривание представляет собой совокупность процессов механического, химического и биохимического разрушения и

преобразования пород поверхности дна морей и океанов. В процессе подводного выветривания широко развита дезинтеграция пород с образованием каменных развалов. Происходит также растворение, гидратация, окисление, выщелачивание, восстановление, гидролиз силикатов и органического вещества, а также синтез некоторых минералов. Биохимическая бактериальная переработка дополняется механической, совершаемой илоедами. Продуктами подводного выветривания являются глинистые минералы, цеолиты, карбонаты, гидроокислы железа и марганца и вторичный гипс, образующийся за счет окисления сульфидов. В зависимости от преобладания того или иного процесса выделяется *элювий физический, биоэлювий и хемогенный*.

**Физический элювий** представляет собой топографически непрерывные остаточные продукты механической дезинтеграции пород дна и полужатвердевших осадков. Дезинтеграция происходит под воздействием гидрогенных процессов, разнообразных биологических преобразований породы и химического разложения ослабленных и трещиноватых зон. Эти процессы приводят к формированию каменных развалов из несортированных глыб и щебня, мощность которых редко превышает 1 м. Они чаще всего возникают на поверхности лавовых потоков, затвердевшем известковом дне, вершинах коралловых рифов и подводных банок.

**Биоэлювий** представлен так называемыми *биотурбитами*. Это переработанный илоедами осадок, который большей частью пропущен через их кишечник, реже перемешан норками зарывающихся животных. При этом первичные текстурные особенности стерты или слабо заметны. Мощность биоэлювия обычно не превышает 0,5–2 м.

**Хемогенный элювий** представлен образованиями типа "*твердое дно*" (hard ground) или панцирями. Основным процессом формирования твердых грунтов на дне является карбонатизация. Поэтому подводные панцири или плиты по составу чаще всего известковые и доломитовые, реже фосфоритовые и железо-марганцевые.

# Глава 15

## Вулканогенный ряд

Вулканизм характерен для активных в тектоническом отношении областей. Он проявляется как на материках, так и на дне океанов и морей. Своеобразной тектонической обстановкой характеризуется островной вулканизм. В пределах материков и островов вулканы существуют в различных климатических условиях – от ледниковых (Исландия, Аляска) до тропических и экваториальных (Африка). Своеобразны способы перемещения продуктов вулканизма. Прежде всего это процессы, связанные с самой вулканической деятельностью: изливание расплава, вулканические взрывы, перенос материала в виде взвесей в горячих газах. Вулканические процессы часто сопровождаются и другими, такими как землетрясения, вызывающие смещение и сдвиги огромных масс горных пород, а также цунами – гигантские волны, способные смыть значительные массы рыхлых осадков.

Продукты вулканических извержений перемещаются под действием воды, ледников, а также ветра, способного переносить вулканический пепел на тысячи километров. Поэтому отложения вулкано-генного ряда представляют комплекс как собственно вулкано-генных, так и вулкано-генно-осадочных пород, содержащих вулканический материал в различных количествах и в различном виде.

**Вулкано-генные** отложения объединяют продукты извержения вулканов. Общими для них являются непосредственная генетическая и пространственная связь с вулканическим очагом. Внутренние особенности магматического очага и вулканического процесса определяют химический и минеральный состав вулканического материала и способ его подачи на поверхность.

По способу извержения и аккумуляции вулканического материала выделяются три генетических типа вулкано-генных образований: *экструзивный* (выжатый), *эффузивный* (излившийся) и *эксплозивный* (выброшенный силой взрыва).



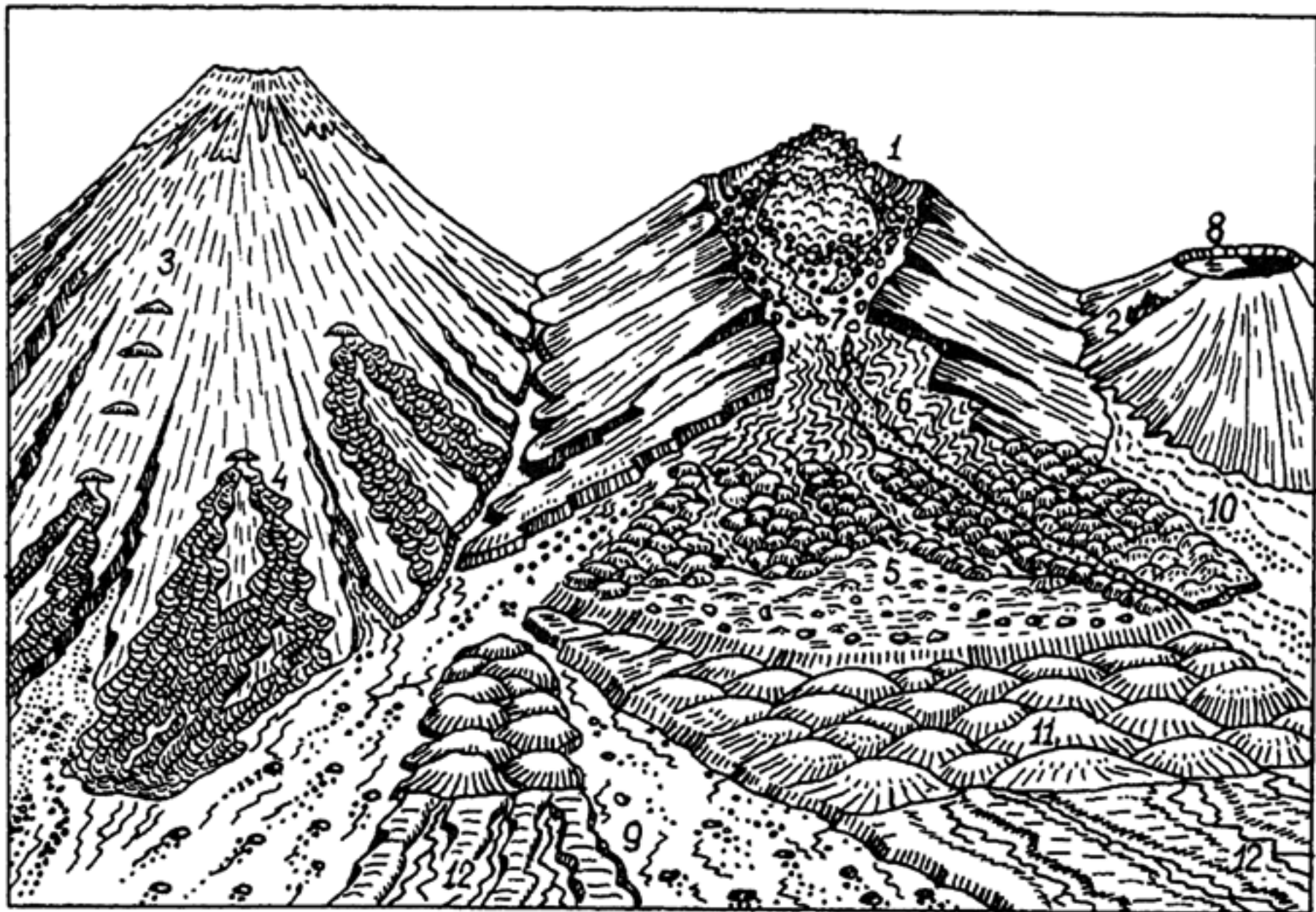
## 15.1. Экструзивный тип

К этому типу относятся образования, связанные непосредственно с магматическим очагом. Это очень вязкий магматический расплав преимущественно кислого или среднего состава (определяемого по количеству кремнезема  $\text{SiO}_2$ ), выжатый и застывший близ поверхности или сразу по выходе на поверхность, но без растекания по ней. Выделяются два подтипа: 1) *жерловые* образования, т.е. выжатые и застывшие в жерлах вулканов, и 2) выдавленные из жерла на поверхность, или *собственно экструзивные* образования.

К **жерловым** образованиям относятся столбообразные тела – *некки* или *жерловины*. Это застывшая в жерле вулкана магма с характерной флюидалльной (текучей), ориентированной вертикально текстурой, отражающей восходящее течение магмы. Форма некков в плане изометричная, их поперечник определяется диаметром жерла и составляет от десятков и сотен метров до первых километров. Некки встречаются во многих вулканических областях. Многочисленные четвертичные некки известны на Курильских островах. Здесь они находятся под более молодыми лавами, так как центры излияний смещались.

**Выдавленные, или собственно экструзивные, образования** формируются в результате выжимания, выдавливания из жерла вулкана очень вязкой лавы, застывающей на поверхности над подводным каналом в виде *экструзивных куполов, игл, обелисков* различной высоты (рис. 54). Для внутренней структуры многих куполов характерны концентрические слои лав, возникающие при неоднократном внедрении порций вязкой магмы и постепенном расширении купола. Экструзивные купола многочисленны на вулканах Камчатки, Японии, в Центральной и Южной Америке и других вулканических областей.

Наиболее крупный обелиск высотой до 400 м, образовался у вулкана Мон - Пеле на острове Мартиника (М. Антильские острова) при извержении 1902 г. Поскольку эти образования закупоривают жерла, они существуют не долго и последующими взрывами обычно уничтожаются.



**Рис. 54.** Отложения на склонах вулкана и у его подножия (по Т.С. Краевой).

1 - растущий экструзивный купол; 2 - экструзия на склоне вулкана; 3 - шлаковые конусы; 4 - лавовые потоки, излившиеся из побочных кратеров; 5 - равнина, сформированная отложениями направленного взрыва; 6 - пирокластические потоки; 7 - отложения раскаленных лавин; 8 - древний кратер; 9 - лахары; 10 - пролювиальные отложения; 11 - холмистая морена; 12 - флювиогляциальные отложения

## 15.2. Эффузивный тип

Эффузивный тип образований представляет собой излившиеся и застывшие на поверхности магматические расплавы (лавы) (от лат. *effusio* – разлитие, растекание; итал. *lava* – затопляю). По химическому составу они делятся на *кислые, средние, основные, ультраосновные* и переходные между ними разновидности. От состава лав зависит их вязкость и текучесть и образующиеся при этом формы их аккумуляции и рельефа.

**Кислые лавы** – липаритовые – характеризуются большой вязкостью. Вследствие этого они образуют на склонах стратовулканов короткие – не более первых километров, но мощные (100–200 м) лавовые потоки. При застывании их поверхность становится шероховатой, угловатой, часто глыбовой.

**Основные** лавы – базальтовые – наиболее жидкие. Потоки и покровы таких лав связаны с извержением крупных вулканов центрального преимущественно щитового типа (Исландия, Гавайские острова и др.) и менее крупных вулканических конусов и трещинных излияний, характерных для областей активного горообразования (Армянское нагорье и др.) и рифтогенеза (Восточно-Африканская, Байкальская и др.). Длина лавовых потоков может достигать десятков километров, а скорость движения до 30–40 км/час. Мощность потоков самая различная – от первых метров до нескольких десятков метров. При быстром застывании жидких дегазированных лав на их поверхности образуются пленки или корки, которые затем сминаются движущейся под ними жидкой лавой. В результате образуются поверхности различного типа – *волнистая, черепитчатая, скорлуповатая, канатная, морщинистая* и т.д., часто разбитая многочисленными трещинами.

**Средние** по составу лавы – андезитовые или переходных разновидностей (дацитовые, андезито-базальтовые и др.) образуют формы промежуточного типа между кислыми и основными лавами.

**Ультраосновные** лавы вообще встречаются очень редко, а четвертичного возраста практически неизвестны.

Для лав характерны скрытокристаллическая, порфирировая, стекловатая (или витрофирировая), обломочная структуры. Их текстура обычно массивная, флюидальная, пористая, пузыристая. Последняя характерна для кислых или щелочных лав, насыщенных летучими компонентами. В поверхностных условиях, где давление быстро падает, происходит “вскипание” расплава в виде “пены”. Образующиеся разности лавы называются *пемзой*. Кислые лавы часто имеют полосчатую текстуру, связанную с расслоением расплава и неравномерным течением отдельных его слоев. Особенно характерны полосчатые текстуры для стекловатых обсидианов, имеющих преимущественно кислый, реже средний состав.

При движении лавовых потоков в них включается обломочный материал различного состава – коренных пород, по которым течет поток, пород предыдущих извержений, но чаще всего – взрывной (взрывной) материал, падающий сверху. Это *вулканические бомбы, лапилли, пепел и песок*. Лава с большим содержанием вулканического обломочного материала называется *тефралава* (от греч. *tephra* – пепел, зола).

При подводных излияниях или достижении наземными лавовыми потоками моря или озера жидкий раскаленный газонасыщенный поток быстро и резко остывает под большим давлением. В результате образуются *шаровые*, или *подушечные*, лавы (“пиллоу-лавы”). Мощность слоев подушечных лав обычно небольшая — 1–5 м. Подушечные лавы имеют преимущественно основной и средний состав.

### 15.3. Эксплозивный тип

*Эксплозивные (взрывные)* образования характерны для извержений преимущественно кислой лавы. Они включают все твердые обломочные продукты извержения, образующиеся при взрывах и называемые *пирокластическими*, или *тефрой*. Это вулканические бомбы и лапилли, представляющие собой скопления обломков застывшей лавы, закупорившей жерло или слагавшей склоны вулкана, а также кусков пемзы, шлаков и более мелких продуктов — вулканического песка и пепла. В зависимости от способа перемещения вулканического обломочного материала выделяются два подтипа: отложения *направленных взрывов*, или *вулканических выбросов*, и *эксплозивные пирокластические потоки*.

Отложения направленных взрывов представляют собой вулканические выбросы твердого материала, поднятые на различную высоту и под действием силы тяжести выпавшие из воздуха. Они образуют скопления обломков разнообразной величины: *агломераты*, *вулканические брекчии*, *туфобрекчии*, *туфоагломераты*. Наиболее грубый состав образований характерен для сильных взрывов. В составе обломков находится также материал старых вулканических построек и глубинных пород. В рельефе выпавшие твердые продукты извержения, или тефра, слагают покровы, насыпные холмы и валы высотой 10–20 м (Камчатка, Центральная и Южная Америка и др.)

Пирокластические потоки отличаются от вулканических выбросов тем, что в них твердые обломки разделены раскаленными газами и эта смесь течет по склонам вулкана подобно лавовым потокам. Образующиеся породы представлены туфами различной структуры — от грубых агломератовых до тонких витрокластических. В рельефе они образуют потоки, застывшие на склонах вулканов или у их подножия (рис. 54).

Среди пирокластических потоков выделяется целый ряд разновидностей (по Л.Н. Ботвинкиной, 1974): *игнимбриты, раскаленные лавины, пепловые и пемзовые потоки*. Игнимбриты представляют спекшиеся и сплавленные пирокластические образования. Раскаленные лавины представляют собой беспорядочную смесь глыб, бомб, лапиллей, пепла, образующих агломераты и агломератовые туфы. Пепловые и пемзовые потоки и покровы образуются на последних стадиях извержения, когда резко падает давление в расплаве и газы улетучиваются. Вспененный при этом расплав при остывании образует пемзу. Пемзовые и пепловые потоки и покровы образуют слоистые или хаотические скопления.

#### 15.4. Грязевулканический тип

Этот тип отложений развит в областях активного проявления молодых тектонических движений, сложенных мощными толщами рыхлых мезокайнозойских отложений. Очень часто такие области являются нефтегазоносными, как например, побережье Каспийского моря, Керченско-Таманская область и др. Здесь широко развиты *грязевые вулканы*, представляющие в рельефе холмы высотой до 400 м и диаметру основания вулканов от 100 м до 4 км. На их плоских вершинах имеются воронкообразные кратеры, соединенные глубокими жерловыми каналами с очагами.

Продукты извержения грязевых вулканов делятся на твердые, жидкие и газообразные. Последние два типа представляют собой минерализованные воды (хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые), часто с примесью нефти, и углеводородные газы. Основную массу извергаемого материала составляет *сопочная брекчия*. Это размягченная суглинисто-глинистая масса с твердыми обломками пород, образующаяся вследствие переработки коренных пород газами и минерализованными водами. Размеры обломков составляют первые сантиметры, но могут достигать и 2–2,5 м в диаметре. В их составе осадочные породы – карбонаты, песчаники, глины и др., которые пронизываются вулканическими каналами. По составу обломков можно судить о геологическом строении глубоких горизонтов. В периоды крупных извержений мощность отдельных потоковых образований составляет 10–12 м. В промежутках между крупными из-

вержениями в период *грифонной* деятельности выделяются илистая грязь – *шлам*, газы и вода.

## 15.5. Вулканогенно-осадочные отложения

Вулканогенно-осадочные отложения формируются совместными действиями вулканических и экзогенных процессов. Среди последних наибольшее значение имеют деятельность ветра и временных водных потоков.

При вулканических взрывах образуется большое количество тонкого материала – пепла, который затем может перемещаться ветром и водой. Под действием ветра пепел переносится на сотни и тысячи километров. Известны прослойки пепла среди четвертичных аллювиальных, флювиогляциальных и других отложений на территориях, весьма далеких от вулканических зон. В центральной и южной частях Русской равнины такие прослойки пепла связаны с извержениями вулканов Кавказа.

Выпадающий пепел со склонов вулкана перемещается дождевыми водами к их основанию, образуя там плащи или шлейфы, сложенные слоистыми скоплениями *вулканогенного делювия*.

Особый генетический тип отложений представляет собой *вулканический пролювий*, или *лахары*, – образования временных грязекаменных потоков, переносящих и отлагающих материал различного размера – от глыб и валунов до тонких частиц (рис. 54). Так же, как и сели, лахары могут иметь катастрофический характер и громадную разрушительную силу. Образование лахар может быть вызвано несколькими причинами. В результате ливневых дождей, часто сопровождающих вулканические извержения, вода, устремляясь вниз по склонам вулкана, размывает рыхлые массы пепла и более грубый пирокластический материал, вынося его за пределы вулканического района. В ледниковых областях (Камчатка, Исландия, Аляска и др.) раскаленная лава и другие продукты извержения, попадая на снег и лед, мгновенно растопляют их. Образующиеся потоки воды, насыщенные вулканогенным материалом, стремительно стекают по склонам вулканов и отлагаются на смежных пространствах в виде своеобразных образований. Особенно разрушительной силой обладают лахары, образующиеся в результате спуска озер, заполнявших крате-

ры или кальдеры вулканов перед извержением. Общими признаками отложений лахар всех типов являются плохая сортировка и окатанность материала, отсутствие слоистости, большая мощность отложений, достигающая многих десятков метров, неровный, бугристый рельеф.

К вулканогенно-осадочным отложениям относятся *озерные* осадки, формирующиеся в кратерных или кальдерных озерах. Среди осадков выделяются *обломочные* и *хемогенные*. Первые представлены различными обломками вулканогенного материала, слагающего стенки кратера или кальдеры, часто измененные под действием серно- и солянокислотных вод и газов, поступающих снизу. Хемогенные осадки иногда содержат залежи серы промышленного значения, сульфиды железа, сульфаты (гипс). В осадках кальдер образуются также диатомиты. Диатомовые водоросли развиваются за счет кремнезема, поступающего из вулкана.

К вулканогенно-осадочным относятся отложения *гидротермальных* – горячих и минерализованных – источников, а также *гейзеров*, широко развитые в вулканических областях. Гидротермальные источники выносят на поверхность углекислоту, сероводород, различные соли, кремнекислоту. В наземных условиях отложения источников образуют *натёки, корки, пласты* известковых туфов, серы, железа и др.

Отложения горячих и минерализованных рек и ручьев представляют собой своеобразный аллювий. К обломочному материалу, переносимому водой, в большом количестве примешивается хемогенный, образующийся в результате поступления из подземных горячих источников различных химических компонентов. Вследствие этого обломки пород часто покрыты налетом железистых минералов, карбоната кальция, кремния или сцементированы цементом, содержащим эти элементы.

Отложения гейзеров – периодически фонтанирующих источников, известны в вулканических областях с преимущественно кислым вулканизмом. Они представлены хемогенным материалом: кремнистым туфом, или *гейзеритом*, и *известковистым туфом*. Для туфов характерна облекающая слоистость, пористая натечная текстура.

# Глава 16

## Техногенный ряд

В настоящее время деятельность человека приобрела глобальные масштабы, а её сознательное воздействие на окружающую среду – ноогенез – стало соизмеримо с деятельностью различных геологических процессов. В результате переработки естественного геологического субстрата (пород), создания новых материалов и аккумуляции отходов производства, возник новый ряд четвертичных отложений, неизвестных в геологическом прошлом – *техногенный*. В него входит новый генетический тип техногенно обусловленных и техногенно измененных природных осадков. Техногенные отложения, в отличие от природных, образуются независимо от рельефа и климата в результате накопления на месте или транспортировки исходного материала. Они очень разнообразны по составу и представлены терригенными, хемогенными, биогенными и другими отложениями мощностью от нескольких метров до первых сотен метров. Техногенные образования имеют точечную, линейную и площадную локализацию. Техногенез часто наносит природной среде значительный ущерб. Отложения техногенного ряда имеют геолого-экономическое значение, так как иногда являются полезными ископаемыми или содержат полезные компоненты. В ряде случаев они представлены образованиями, требующими дальнейшей переработки, обезвреживания или уничтожения в целях экологической безопасности. Техногенный генетический тип отложений подразделяется на целый ряд подтипов.

Подтип *насыпных* отложений представлен преимущественно терригенными, реже хемогенными и другими осадками. В нем выделяют фации отвалов горнорудных предприятий (терригенные несортированные образования из неокатанных обломков горных пород), отвалов промышленных и энергетических предприятий (шлаки, золы, “хвосты” – отходы обогатительных фабрик и т.п.), насыпей транспортных трасс, защитных, строительных сооружений (терригенные образования, сложенные песком, гравием, галькой, щебнем и т.п.).



Насыпные отложения выражены геоморфологически в виде терриконов, валов, дамб, холмисто-увалистого и т.п. рельефа. Они могут содержать полезные компоненты (например, отвалы горнорудных предприятий, "хвосты" обогатительных фабрик) или сами являться полезными ископаемыми (например, шлаки, золы, представляющие собой ценные строительные материалы).

Особую разновидность насыпных отложений представляют городские *свалки* мусора и бытовых отходов. У крупных городов (Москва, Санкт-Петербург и др.) мощность таких образований может достигать нескольких десятков метров.

Подтип *засыпных* отложений образуется в процессе засыпки природных и техногенных отрицательных форм рельефа, главным образом, при рекультивации земель. Наиболее крупные засыпные образования формируются при засыпке озерных котловин, болот, глубоких оврагов и карьеров. В качестве засыпного материала используют шахтные отвалы, отложения вскрыши карьеров, песчано-галечниковые смеси, бытовые отходы и др. Мощность засыпных отложений составляет десятки метров.

Отложения *намывного* подтипа формируются при намыве с помощью гидромеханизмов главным образом из рек. Это различные валы, дамбы, плотины и др., сложенные песками, гравийно-галечниковыми и более крупнообломочными отложениями. Их мощность может достигать нескольких сот метров.

Подтип *перемывных* отложений образуется в результате добычи полезных ископаемых гидромониторами, драгами и другими способами, а также при вскрышных карьерных работах. Представлены они различными смесями валунов, галечников, гравия, песка и суглинками с тем или иным содержанием глинистого материала. В горных речных долинах перемывные отложения, образующиеся при разработке россыпных месторождений – золота, алмазов и др., представлены валунно-галечниковыми разностями без примесей суглинков или глин. Их мощность составляет несколько десятков метров.

К отложениям *перемешивания*, или *агротехнически*, относится почвенный слой с регулярно добавляемыми органическими и химическими удобрениями и обработкой сельскохозяйственными механизмами. Они широко распространены и имеют высокую народнохозяйственную ценность. Их мощность составляет первые метры.

Особый подтип техногенных образований представляет современные “культурные слои” – строительный мусор (суглинисто-песчаная смесь с битым кирпичом, остатками каменных, асфальтовых мостовых, фундаментов и др.). В больших городах, в частности в Москве, мощность культурного слоя достигает 10–15 м, а иногда и больше.

К техногенным относятся осадки, образующиеся в искусственных бассейнах – отстойниках, куда сбрасываются воды промышленных предприятий, хозяйственно-бытовые и др. Осадки, образующиеся в таких отстойниках, являются терригенными (глины, пески и др.), биогенными (канализационные) или хемогенными (химические отходы производства).

## **Часть III**

# **Методы стратиграфического расчленения четвертичных отложений и схема стратиграфии.**

### **Глава 17**

## **Методы определения возраста четвертичных отложений и условий их формирования**

Для расчленения четвертичных отложений по возрасту используются две группы методов, дающие относительный и абсолютный возраст.

### **17.1. Методы определения относительного возраста четвертичных отложений**

Эти методы позволяют установить последовательность осадконакопления и относительную продолжительность событий. Они основаны на изучении литологического состава отложений и выявлении ритмов осадконакопления, связанных с климатическими изменениями (климатостратиграфические методы), остатков вымерших животных и растений (палеонтологические методы), а также древнего человека (археологический метод), взаимоотношении отложений друг с другом и сравнительном анализе форм рельефа, которые они слагают (геоморфологический метод). Почти все эти методы позволяют определить не только относительный возраст отложений, но и климатические условия и обстановку их формирования.

#### **17.1.1. Климатостратиграфические методы**

Эта группа методов основана на характерной для четвертичного периода климатической ритмичности с чередованием теплых и холодных эпох. Это отражается в литологии отложений, составе заключенных в них остатков фауны и флоры, а также других особенностях.

**Литолого-генетический метод** является одним из основных при расчленении четвертичных отложений по возрасту. Он основан на смене в разрезах отложений ледниковых (холодных) и межледниковых (теплых) эпох. К первым относятся морены, флювио- и лимногляциальные отложения, лессы. Межледниковые отложения включают болотные, озерные осадки, почвы. Аллювиальные и морские отложения формируются как в холодные, так и в теплые эпохи, но при этом имеют некоторые литологические различия.

Другие генетические типы отложений также свидетельствуют о палеоклиматических условиях. Так, солифлюкционные отложения указывают на наличие многолетней мерзлоты, развивающейся в холодные ледниковые эпохи. Эоловые пески свидетельствуют об аридном климате. Пористость и высокая карбонатность лессов говорят о засушливой обстановке осадконакопления. Широкое распространение и большая мощность делювия характерны для семиаридных условий. Красноцветные коры выветривания свидетельствуют о влажном тропическом или субтропическом климате. Для условий сухого жаркого или холодного климата типичен обломочный, дресвянощепнистый элювий.

Таким образом смена генетических типов отложений в разрезах, а также их литологические особенности позволяют выделять горизонты, отвечающие холодным и теплым эпохам.

**Палеокриологический метод** (от греч. *kryos* - холод, мороз, лед)

изучает следы ископаемой мерзлоты. Они свидетельствуют о холодном климате и выражены в виде различных криогенных форм в отложениях. К ним относятся морзобойные трещины, морозные клинья, ледяные жилы, которые после таяния льда обычно заполнены рыхлым материалом (рис. 55). Встречаются различные деформации осадков – *криотурбации*, связанные с течением оттаивающих мерзлых грунтов. К последним относятся, так назы-

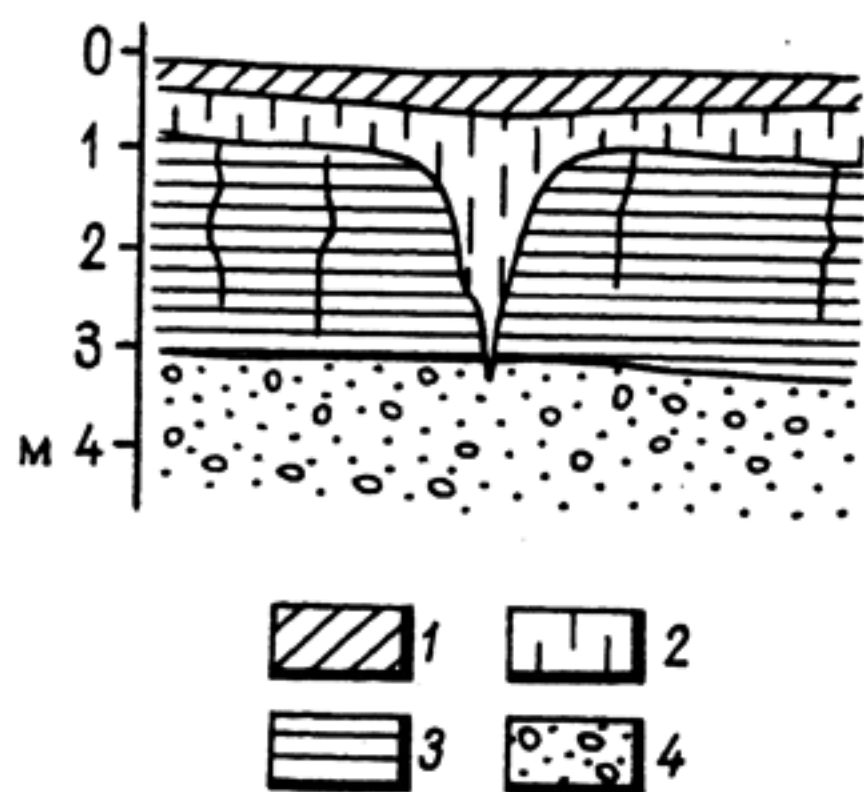
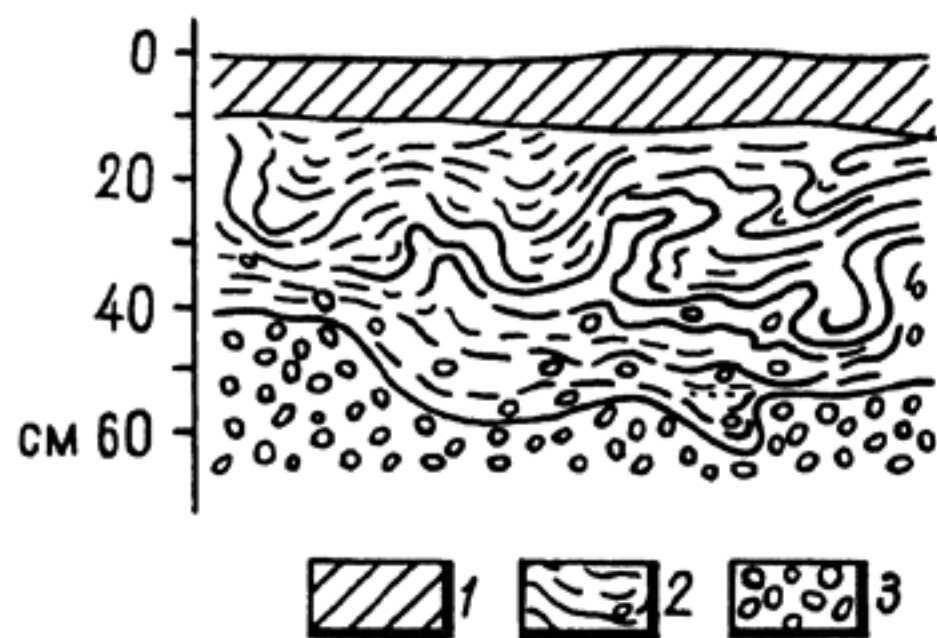


Рис. 55. Морозные клинья.

1 - почвы; 2 - лессовидный суглинок;  
3 - глины; 4 - пески с галькой



**Рис. 56.** Следы солифлюкционного течения (криотурбации) в лессовидных суглинках (по С.К. Горелову).

1 - почвы; 2 - глины; 3 - пески с галькой

ваемые *кипящие грунты*, или *кипуны*. Они представляют собой участки грунта со следами интенсивного течения вещества (рис. 56). В разрезах четвертичных отложений северных районов встречаются крупные линзы осадков, образовавшихся в термокарстовых древних воронках.

**Палеопедологический метод** (от греч. *pedos* – почва). Ценные результаты для климатостратиграфии дает изучение погребенных почв. Погребенные почвы свидетельствуют о климатической обстановке времени их образования, благоприятной для развития растительности, поэтому в почвах часто сохраняются различные остатки растений. Хорошо развитый почвенный покров образуется только при достаточно теплом и влажном климате. Кроме того, почвы имеют важное значение для стратиграфии еще и потому, что часто прослеживаются на большие расстояния. Это дает возможность проводить корреляцию удаленных разрезов однообразных толщ. К таким толщам относятся лессы, стратиграфическое расчленение которых в основном и проводится по погребенным почвам.

Зная условия формирования различных типов современных почв, можно достаточно точно определить физико-географические условия формирования древних погребенных почв. Так, красноцветные почвы указывают на жаркий влажный климат, черноземные – на теплый влажный, подзолистые – на более умеренный климат. Погребенные почвы в случае залегания среди отложений холодных эпох отражают коренные изменения физико-географической обстановки и чаще всего являются свидетельством теплых межледниковых эпох.

### 17.1.2. Палеонтологические методы

Эта группа включает палеофаунистические и палеофлористические методы.

**Палеофаунистические методы**, являющиеся ведущими в стратиграфии древних отложений, при расчленении четвертичной системы используются ограниченно. Это связано с тем, что малая продолжительность четвертичного периода не позволяет выявить существенные изменения в эволюции органического мира, которые были бы типичны для небольших отрезков времени и привели к появлению руководящих форм. Кроме того, в континентальных четвертичных отложениях вообще редко встречаются остатки ископаемых животных, что связано с малой плотностью их заселения и плохими условиями захоронения. Тем не менее, среди наземных млекопитающих некоторые семейства: слоны, носороги, бизоны, лошади и др. — эволюционировали быстро, что позволяет их использовать для возрастного расчленения отложений.

Моря и горные сооружения препятствовали широкому расселению многих родов и видов фауны. Вместе с неодинаковыми климатическими условиями это приводило к появлению своеобразных сообществ видов животных, или *фаунистических комплексов*, характерных для отдельных территорий и определенных отрезков времени. С изменением климата на протяжении четвертичного периода фаунистические комплексы изменяли свой состав: одни животные вымирали, другие широко распространялись.

Основоположниками изучения и выявления руководящих комплексов млекопитающих и использования их для подразделения четвертичной системы на территории России были М.В. Павлова, А.П. Павлов и В.И. Громов. В настоящее время для каждого крупного региона выделены свои комплексы фауны, включающие представителей многих семейств млекопитающих, в том числе и грызунов, обитавших в различные эпохи четвертичного периода. Такие комплексы имеют местные названия и коррелируются друг с другом. Для Русской равнины используются следующие комплексы, выделенные В.И. Громовым.

Наиболее древними являются *молдавский* и *хапровский* (местонахождение Хапры в Приазовье) комплексы, имеющие позднеплиоценовый возраст (1,8–2,5 млн. лет). Фауна млекопитающих этих комплексов характеризует сухие субтропические, степные и лесостеп-

ные ландшафты. Она включала трехпалых лошадей, или гиппарионов, предков современных лошадей, и по этой причине эту фауну называют гиппарионовой. Для нее также характерны мастодонты — предки современных слонов, широко расселившихся на огромных пространствах, саблезубые тигры, носороги, верблюды и др.

Для интервала 1,8–0,8 млн. лет, который выделяется в *эоплейстоцен* (от греч. eos — утренняя заря, рассвет, pleistos — наиболее продолжительный), В.И.Громов выделил *одесский* и *таманский* комплексы. В связи с похолоданием климата эти комплексы сильно обеднены фауной. Наряду с южными слонами (*Archidiscodon meridionalis tamanensis*), носорогами (*Dicerorhinus etruscus*) в них появляются более холодолюбивые виды слонов (*Elasmotherium caucasicum*), бизоны, волки, а также мелкие млекопитающие — некорнезубые полевки.

Около 0,8 млн. лет назад появляется фауна *тираспольского* комплекса, относимая к раннему плейстоцену. Для нее типичны древние слоны (*Archidiscodon trogontherii*), этрусский носорог, бизоны (*Bison schoetensacki*), лошади (*Equus mosbachensis*), характеризующие лесостепные ландшафты. Основное богатое местонахождение этой фауны открыто в долине р. Днестр у г. Тирасполь в Молдавии. Аналогии тираспольского комплекса фауны широко известны в Западной Европе, Сибири и Средней Азии.

Следующий, более молодой *сингильский* комплекс, охватывает период времени 380–280 тыс. лет и отвечает началу среднего плейстоцена (лихвинскому межледниковью). В него входят древний лесной слон (*Palaeoloxodon antiquus*), носорог Мерка, гигантский олень (*Megaloceros*) и др.

*Хазарский* комплекс имеет возраст 280–225 тыс. лет. Характерными представителями являются шерстистый носорог (*Coelodonta antiquitatis*), эласмотерий сибирский (*Elasmotherium sibiricum*), хазарская лошадь (*Equus chosaricus*), длиннорогий бизон (*Bison priscus longicornis*), верблюд Кноблоха (*Camelus Knoblochi*), сайгак и др. Этот комплекс свидетельствует об открытых пространствах с резко континентальным холодным климатом и соответствует оледенению первой половины среднего плейстоцена.

Следующий *верхнепалеолитический*, или *мамонтовый*, комплекс охватывает большой интервал времени от одинцовского межледниковья от 225 до 10 тыс. лет (вторую половину среднего и весь позд-

ний плейстоцен). Его типичными представителями являются животные, приспособленные к суровым условиям обитания — мамонты (*Mammuthus primigenius*), олени (*Rangifer tarandus*), лоси, овцебыки (*Ovibus pallantis*), зубры, лошади (*Equus caballus*), шерстистые носороги (*Coelodonta antiquitatis*), пещерные львы. Из мелких млекопитающих характерны лемминги, степные сурки, пеструшки и др. Характерно периодическое смешение видов степной, лесной и тундровой фаун, вызванное колебаниями климата в межледниковье и ледниковье.

*Современный* фаунистический комплекс сложился в течение последних 10 тыс. лет после вымирания мамонтов и шерстистых носорогов и расселения современных видов животных по ландшафтным зонам.

Климатические условия прошлого можно восстанавливать также по комплексам *моллюсков* и *микрофауне*. Это объясняется тем, что четвертичная фауна как морских, так пресноводных и наземных моллюсков, а также микрофауна по видовому составу и количественному соотношению близка к современным комплексам. Наземные моллюски успешно используются при изучении четвертичных отложений, главным образом лессовых толщ. В морских мелководных осадках палеоклиматические изменения устанавливаются по смене биоценозов донной фауны морских моллюсков. В разрезах глубоководных осадков дна палеоклиматические обстановки фиксируются сменой теплолюбивых и холодолюбивых планктонных и бентоносных фораминифер — наиболее распространенных микроорганизмов в четвертичных морских осадках.

На дне океанов существуют благоприятные условия для осадконакопления и сохранения непрерывных разрезов четвертичных осадков. Поэтому именно в океанах можно ожидать получения наиболее полных эталонов климатостратиграфической шкалы. Использовать же остатки морских организмов для расчленения отложений по возрасту трудно, так как их эволюция происходит очень медленно. Так, все океанические отложения, отвечающие четвертичному периоду, по фораминиферам попадают в одну биостратиграфическую зону. Солоноватоводные моллюски и остракоды эволюционировали значительно быстрее. Поэтому для четвертичных отложений некоторых морей, в частности, Каспийского они могут служить основой стратиграфического расчленения.



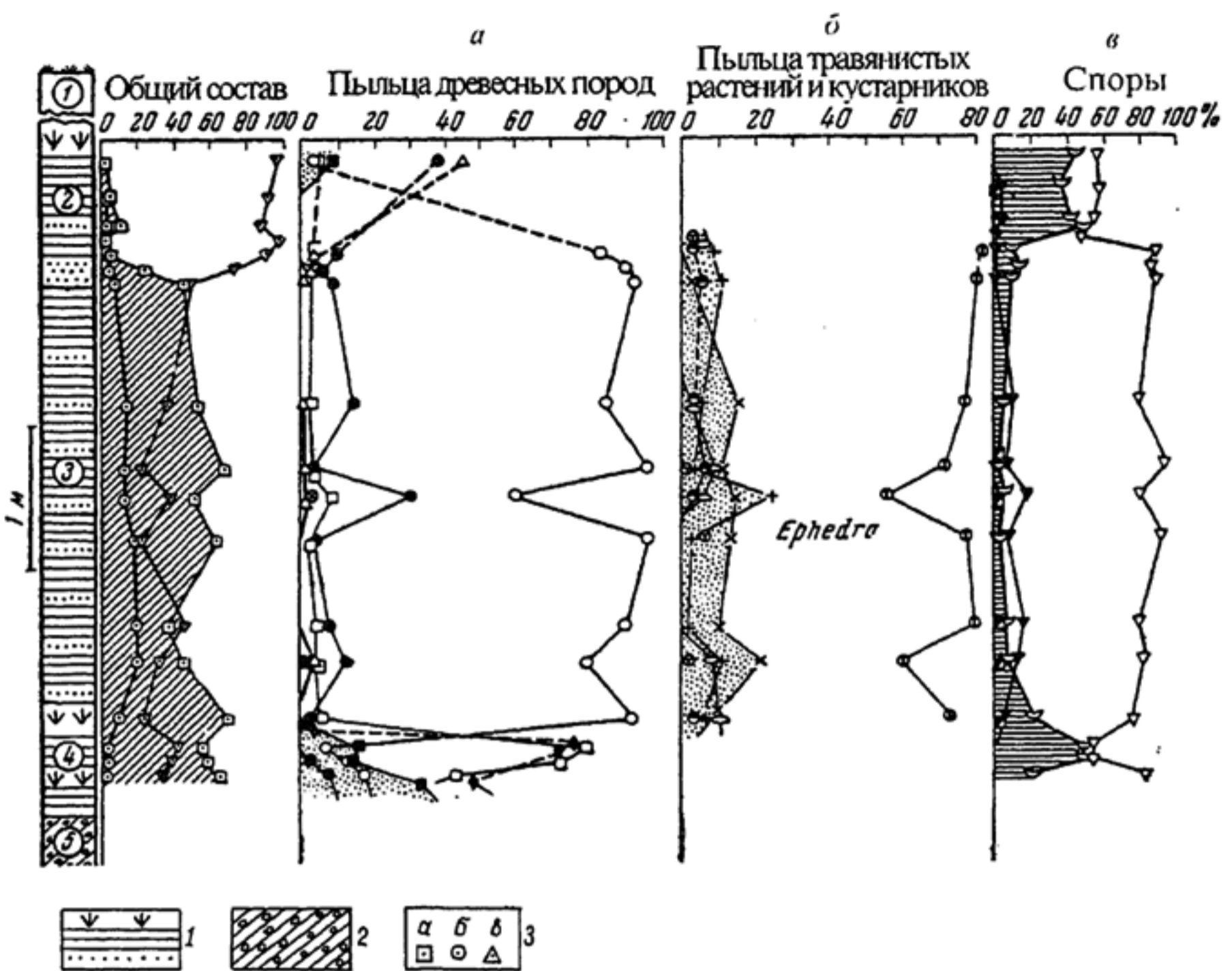
**Палеофлористические методы** включают карпологический, палинологический, или спорово-пыльцевой, методы и диатомовый анализ. Эти методы являются основными источниками информации об изменении палеоклимата и растительности в четвертичном периоде.

**Карпологический метод** (от греч. *karpos* – плод) изучает ископаемые плоды и семена растений. Он позволяет очень точно определять видовой состав растительности. Но применение метода ограничено редкой встречаемостью плодов и семян; хорошо сохраняются они, главным образом, в ископаемых торфяниках.

**Палинологический метод** (от греч. *palyno* – сыплю) изучает пыльцу и споры растений, которые широко распространены, не растворяются в грунтовых водах и значительно лучше сохраняются в ископаемом состоянии, чем листья, стебли и древесина, и встречаются почти во всех генетических типах отложений. По составу и процентному соотношению видов в спорово-пыльцевых комплексах можно судить о характере растительности, произраставшей во время формирования данных отложений. Послойное изучение в разрезах спор и пыльцы, позволяет строить специальные диаграммы (рис. 57), на которых можно видеть смену растительности во времени, выделять климатические оптимумы – наиболее теплые и благоприятные для растительности отрезки времени – и наиболее холодные, соответствующие оледенениям, коррелировать горизонты отложений, содержащие определенные комплексы спор и пыльцы различных регионов.

Споры и пыльца наземных растений встречаются не только в континентальных, но и в морских, главным образом прибрежных осадках. Так, пыльца мангров и других тропических растений, найденных в четвертичных осадках, свидетельствует о теплом тропическом палеоклимате во время их формирования.

**Диатомовый анализ**, основанный на изучении кремнистых остатков диатомых водорослей, применяется для исследования преимущественно озерных осадков. Определение в их разрезе комплексов холодолюбивых и теплолюбивых диатомей позволяет восстановить климатические условия времени существования водоема и по характерным видам диатомей определить относительный возраст осадков.



**Рис. 57.** Спорово-пыльцевая диаграмма одного из разрезов четвертичных отложений (по М.П. Гричук).

1 - переслаивание торфа, глин и песков; 2 - моренные суглинки; 3 - пыльца древесных (а) и травянистых (б) растений, споры (в); остальные значки - различные виды растительности. Цифры в кружках: 1-2 болотные голоценовые отложения, 3 - озерные осадки эпохи валдайского оледенения; 4 - отложения микулинского межледниковья; 5 - морена московского оледенения

### 17.1.3. Геоморфологические методы.

Геоморфологический метод для стратиграфического расчленения четвертичных отложений широко применяется во всех районах, где отложения бедны ископаемой фауной и флорой и их возраст не может быть определен какими-либо другими методами. Геоморфологический метод основан на тесной связи генетических типов четвертичных отложений с определенными формами рельефа. Он позволяет по формам рельефа, их морфологии и соотношению друг с другом (наложению, прислонению) говорить об относительном возрасте отложений, слагающих эти формы. Чем более разрушены формы рельефа, тем древнее возраст соответствующих им отложений. Кро-

ме того, на основании геоморфологического метода выделяются разновозрастные комплексы взаимно увязывающихся или сопрягающихся форм рельефа и соответствующих отложений. Так ледниковые формы рельефа, сложенные моренами, вниз по долинам сменяются флювиогляциальными зандрами, которые, в свою очередь, переходят в речные террасы, сложенные аллювием; последние сопрягаются или на них накладываются пролювиальные, склоновые или эоловые формы рельефа и отложения. Еще ниже по течению рек речные террасы сопрягаются с морскими или озерными террасами. Таким образом, в пределах каждого крупного региона, равнинного или горного, на основании геоморфологической корреляции могут быть выделены 5–6 разновозрастных комплексов форм рельефа и слагающих их отложений от самых древних – эоплейстоценового и раннеплейстоценового – до современного. Возраст таких комплексов определяется по редким палеонтологическим и археологическим находкам или по возрасту морских осадков, обычно надежно датированных фауной морских моллюсков.

#### 17.1.4. Археологический метод

Ископаемые остатки обитания древнего человека широко известны во многих регионах мира; их много и на территории России и прилежащих государств. Они приурочены к различным по возрасту и генетическим типам четвертичных отложений и формам рельефа и поэтому могут использоваться для стратиграфии четвертичных отложений. Особенно важное значение имеют костные останки самого человека, поскольку эволюция наложила отпечаток на некоторые их особенности. Однако эти останки встречаются редко и иногда дают неоднозначное решение вопроса о возрасте вмещающих их отложений. Это связано с тем, что смена эволюционирующих в своем развитии человеческих типов происходила неодновременно в разных районах, и в одно и то же время в разных областях существовали люди, находящиеся на различных этапах эволюции.

Культурные остатки в виде следов стоянок – кострищ, орудий труда, костей животных, керамики и др. – встречаются на открытых пространствах и в пещерах. “Открытые” стоянки приурочены к аллювиальным отложениям, поверхностям террас, развитым на них лессовым покровам, а также балочным и морским террасам. Больше всего стоянок находят на речных террасах или в аллювии. В долинах

рек существовали наиболее благоприятные условия жизни первобытного человека, к рекам на водопой приходили стада животных и становились добычей человека. Поэтому в отдельных местах речных долин стоянки человека существовали длительное время, о чем свидетельствуют “многослойные” стоянки.

Сложнее использовать для стратиграфии пещерные стоянки, так как привязка пещер к одновозрастным речным террасам и слагающим их отложениям часто является трудной. И здесь важное значение имеют остатки угля и кости животных, возраст которых определяется радиоуглеродным методом.

Культурные остатки, чаще всего орудия, могут находиться в перетолженном состоянии и встречаться в делювии, осыпях, на поймах. Тогда использование таких остатков для стратиграфии затруднено и требует очень тщательного изучения форм рельефа и слагающих их отложений, чтобы определить, откуда могли быть вымыты археологические остатки.

Перечисленные выше методы определения относительного возраста отложений обычно используются совместно и последовательно. Так, на основании геоморфологического метода выделяют более молодые и более древние отложения, увязывают их в возрастные комплексы. Затем изучаются литологические особенности отложений, а также содержащиеся в них органические остатки.

Наиболее древние — *раннепалеолитические* — стоянки с каменными орудиями, относящимися к шелльской и ашельской культурам, встречаются очень редко (рис. 58, 59). Обычно они находятся на высоких речных террасах и в древнем аллювии, относятся к самым ранним подразделениям четвертичного периода и сопровождаются костными остатками млекопитающих тираспольского комплекса. Культурные остатки *среднего палеолита* с более прогрессивными каменными орудиями мустьерского типа и фауной хазарского комплекса, встречаются значительно чаще, главным образом на III и IV речных террасах и более древних поверхностях. *Верхнепалеолитические и неолитические* памятники, наиболее широко распространенные, связаны с аллювием низких речных террас, овражно-балочными террасами. Все археологические памятники или непосредственно датируют отложения, в которых они залегают, или дают верхний возрастной предел их формирования, если находятся на поверхностях террас или в перекрывающих их отложениях.

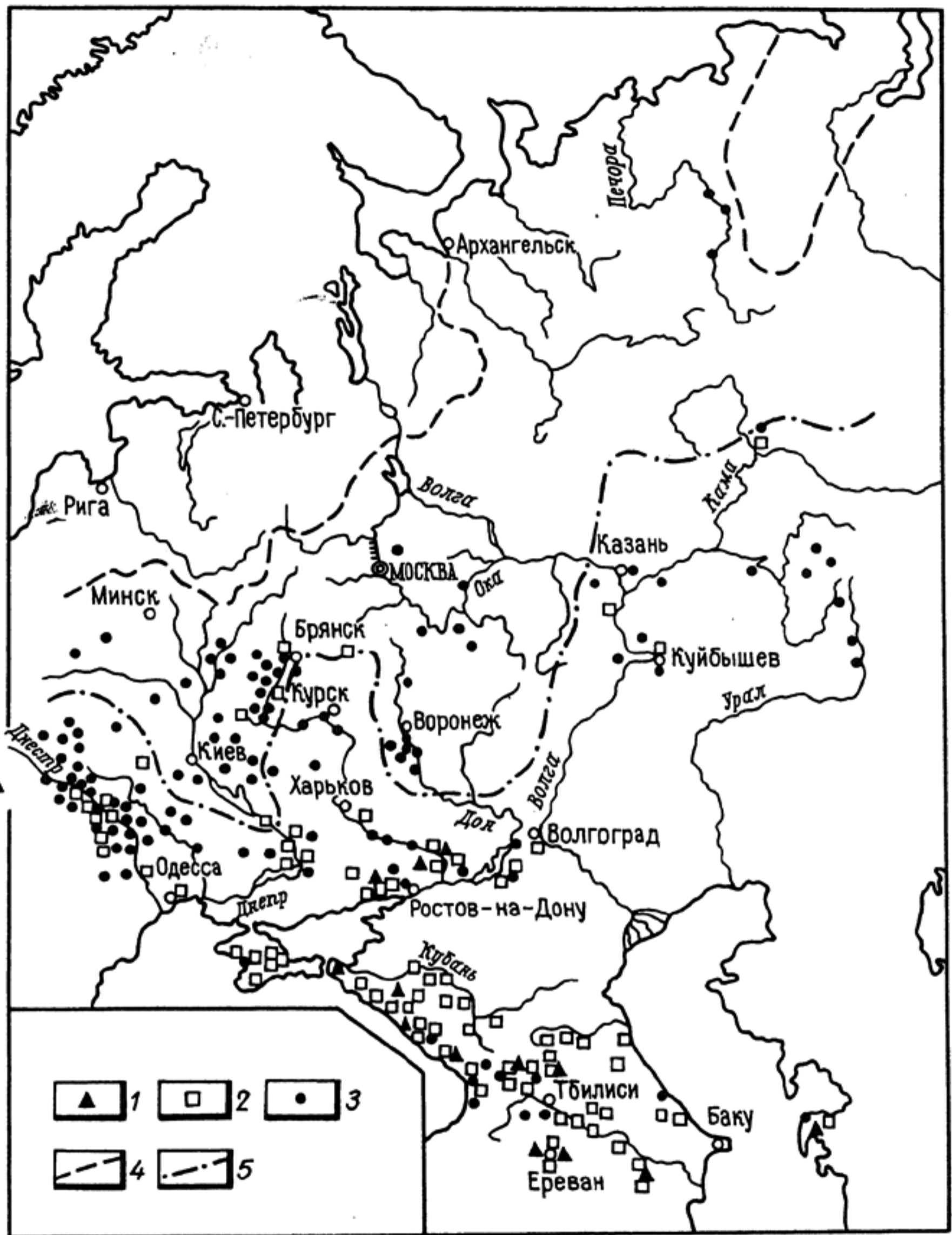
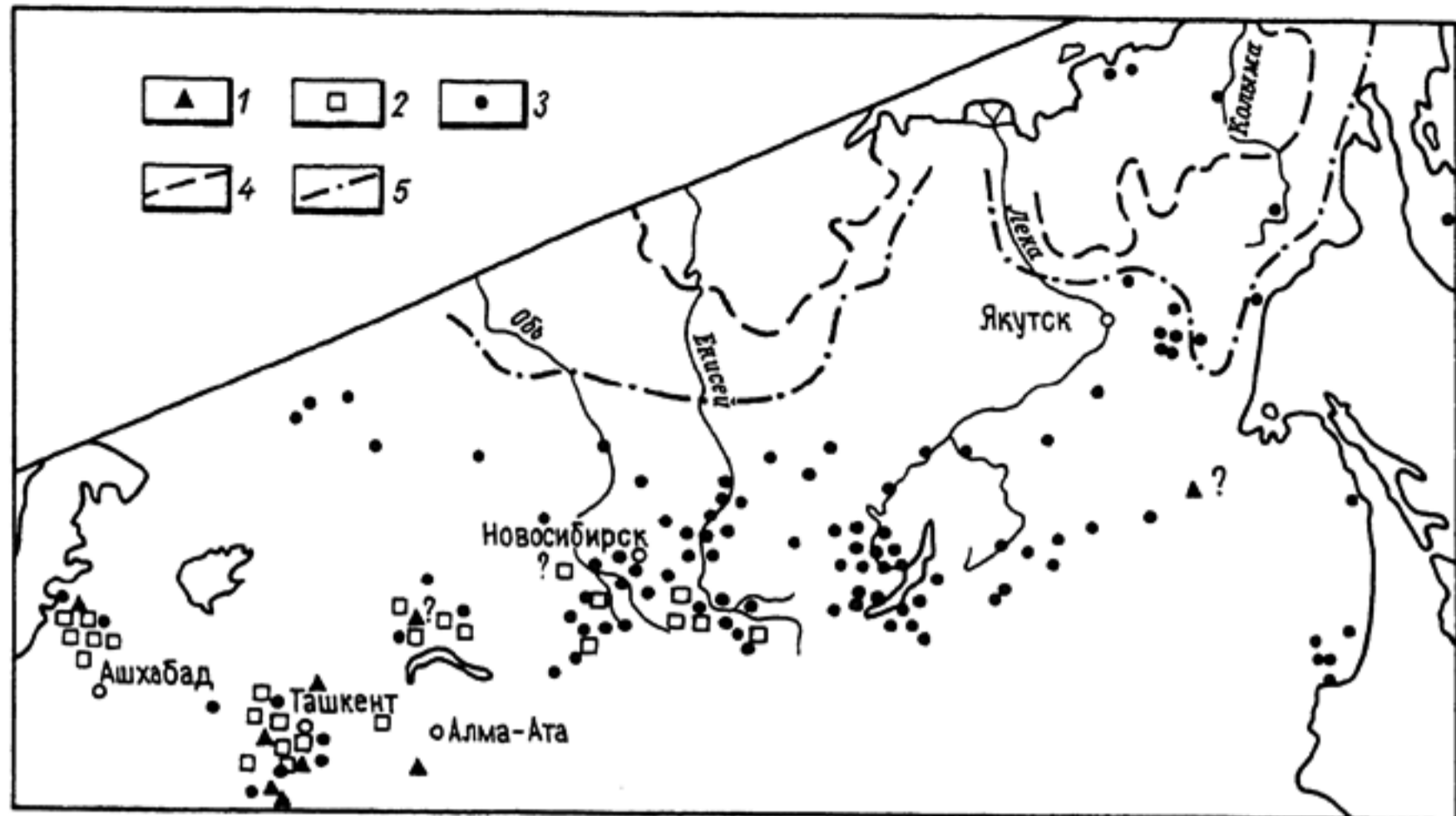


Рис. 58. Схематическая карта местонахождений остатков палеолита на Восточно-Европейской платформе и в Предкавказье (по И.К. Ивановой).

1 - ранний палеолит; 2 - средний палеолит; 3 - поздний палеолит; 4 - граница позднеплейстоценового оледенения, 5 - граница максимального (среднеплейстоценового) оледенения



**Рис. 59.** Схематическая карта местонахождений остатков палеолита в Сибири, на Дальнем востоке и в Средней Азии (по И.К. Ивановой).  
Условные обозначения см. рис. 58

## 17.2. Методы определения абсолютного возраста четвертичных отложений

Эти методы позволяют датировать отложения годами, сотнями и тысячами лет. Они основаны на подсчете годовых ритмов осадко-накопления, естественной радиоактивности и преобразовании химических элементов в физико-химических процессах, идущих в некоторых минералах, содержащихся в четвертичных отложениях.

### 17.2.1. Варвохронологический метод

Первый метод, позволивший определить возраст четвертичных отложений в годах, был предложен в конце XIX столетия шведским ученым Де-Геером. При исследовании горизонтально-слоистых песчано-глинистых осадков, названных ленточными глинами, накопившихся в приледниковых озерах Швеции, было обнаружено их ритмичное строение. Каждый ритм состоит из двух слоев – летнего – песчаного, осаждающегося во время таяния льда, и зимнего – глинистого, накапливающегося, когда таяния не происходит. Мощность годовых слоев (варв) колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и зависит от сезонных изменений климата.

По количеству таких слоев или лент и определяют время накопления толщи озерных осадков в годах.

Шкала Де-Геера была привязана к 1794 году, т.к. в этот год озеро, осадки которого изучались, спустили, и в нем прекратилось образование ленточных глин. Подсчет годовых слоев показал, что осадкообразование в озере началось 15-18 тыс. лет назад. Варвохронологический метод помог представить историю отступления последнего ледника в Прибалтике. В настоящее время шкала Де-Геера значительно уточнена радиоуглеродными датировками.

### **17.2.2. Дендрохронологический метод**

Этот метод основан на подсчете годовых колец ископаемой древесины (от греч. dendron - дерево), встречающейся в четвертичных отложениях: озерных, аллювиальных, селевых, ледниковых. Возрастной предел метода ограничен несколькими тысячами лет.

### **17.2.3. Лихенометрический (лишайниковый) метод**

Этот метод основан на изучении скорости роста лишайников на валунах, находящихся на поверхности морен. Позволяет датировать ледниковые отложения горных и арктических районов, где отсутствуют другие виды растительности.

### **17.2.4. Радиологические методы.**

Методы определения абсолютного возраста четвертичных отложений, как и более древних, основаны на радиоактивности некоторых химических элементов. Самопроизвольный распад неустойчивых атомных ядер радиоактивных элементов и переход их в более устойчивое состояние происходит с постоянной скоростью, различной для разных элементов. На этом основании возможно использовать радиоактивный распад элементов для определения возраста пород, содержащих радиоактивные элементы. Для стратиграфии четвертичных отложений используются радиоактивные элементы, периоды полураспада которых соизмеримы с небольшой продолжительностью четвертичного периода. К ним относятся прежде всего углерод, период полураспада которого составляет 5700 лет, протоактиний (32 тыс. лет), ионий (75 тыс. лет), уран (234–250 тыс. лет).

**Радиоуглеродный метод** широко применяется в четвертичной стратиграфии, так как углерод встречается в четвертичных отложе-

ниях в органических остатках, в костях, раковинах, древесине, угле, торфе. При жизни организмов и растений изотопный состав углерода в них, а также в растениях, примерно соответствует его общему составу в атмосфере. После гибели животного или растения поступление в организм радиоуглерода прекращается. Распад же продолжается с известной скоростью, определяемой периодом полураспада. Возраст ископаемых органических остатков определяется по соотношению содержания изотопа  $^{14}\text{C}$  в них и в современной атмосфере. Предел датирования по радиоуглероду составляет 45–55 тыс. лет, поэтому радиоуглеродный метод можно использовать при возрастном расчленении самых молодых четвертичных отложений.

**Уран-ионевый метод** основан на определении в отложениях количества радиоактивных изотопов урана-234 и продуктов его распада, протоактиния-231 и тория-23 (иония), и сравнении с равновесным количеством материнского радиоэлемента. Этот метод достаточно достоверно определяет возраст отложений в интервале от 20–30 до 600 тыс. лет, но только морских осадков, так как наиболее надежные результаты получаются при исследовании морских кораллов и раковин моллюсков.

**Калий-аргоновый метод** основан на радиоактивном распаде изотопа  $^{40}\text{K}$  и накоплении в минералах продукта его полураспада — радиоактивного аргона ( $^{40}\text{A}$ ). Наиболее эффективно этот метод применяется для определения возраста вулканических пород, так как калий входит в состав многих породообразующих минералов (полевые шпаты, слюды и др.).

Таким образом, методы определения абсолютного возраста четвертичных отложений многочисленны и с каждым годом приобретают все большее значение. Появляются новые методы. К ним относится метод *электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР)*, позволяющий датировать карбонаты кальция в кораллах, раковинах моллюсков, фораминиферах, ископаемых костях и зубах. Можно еще упомянуть методы *амино-кислотный*, лазерного плавления минерала санидин, содержащегося в отложениях, и др.

Использование изотопных методов иногда позволяет получить не только абсолютный возраст, но и некоторые палеогеографические сведения. Так, для морских четвертичных осадков важным вспомогательным средством климатостратиграфии стали методы определения палеотемператур воды с помощью изотопно-кислородного мето-



да. Этот метод основан на изменении соотношения изотопов кислорода  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  в карбонате раковин планктонных фораминифер при повышении или понижении температуры морской воды, а также ее плотности. Возрастание соотношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  происходит при понижении температуры океанических вод и увеличении их плотности во время оледенений, а при повышении температуры в межледниковье и уменьшении плотности воды в результате разбавления ее пресными водами тающих ледников наблюдается обратная картина. Этот метод широко применяется при глобальной корреляции разрезов морских и океанических осадков. На основании этого метода была создана изотопно-кислородная стратиграфическая шкала, включающая 19 или 20 стадий потепления и похолодания климата за четвертичный период. В настоящее время она сопоставлена с подразделениями четвертичной системы, выделенными на основании климатостратиграфических и палеонтологических методов.

Измерение содержания радиоизотопов  $^{10}\text{Be}$ , широко распространенного в глинистых морских осадках, позволяет определить их принадлежность к ледниковым или межледниковым эпохам. Основой метода является то, что большая часть  $^{10}\text{Be}$  на Земле концентрируется в снежно-ледовых покровах в эпохи ледниковий. В течение теплых межледниковий  $^{10}\text{Be}$  вместе с талыми водами поступает в океаны, где и фиксируется повышенным содержанием в отдельных слоях глинистых осадков.

**Термолюминисцентный метод** основан на способности некоторых минералов – флюорита, циркона, полевых шпатов и особенно кварца – к свечению при нагревании от 100 до 400° С. Такое свечение называется термолюминисценцией. Свечение минералов происходит за счет освобождения путем нагрева запасенной энергии – светосуммы, полученной в результате радиоактивного облучения. По термолюминисценции кварцевых зерен устанавливают дозу поглощенной ими радиации и продолжительность ее воздействия до и после захоронения зерен в осадках. Возрастной интервал метода от 25–30 тыс. лет до 1 млн. лет. Однако более или менее надежные результаты он дает до 300 тыс. лет. Наиболее благоприятными для определения возраста термолюминисцентным методом являются лессы, погребенные почвы и морены, содержащие кварц в достаточном количестве. В последнее время этот метод явился основой для

разработки более усовершенствованного метода – оптически стимулированной люминисценции (ОСЛ).

### 17.2.5. Палеомагнитный метод

Геофизическими исследованиями было установлено, что магнитное поле Земли многократно меняло свою полярность, т.е. северный и южный полюсы менялись местами через относительно короткие интервалы времени. Это явление называется *инверсией геомагнитного поля*. Инверсии поля могут быть определены по остаточной намагниченности минералов, отражающей положение северного и южного полюсов во время отложения осадков. Остаточная намагниченность хорошо определяется по ориентировке ферромагнитных минералов – магнетита, титаномагнетита, гематита, пирротина, заключенных в изверженных и осадочных породах. В изверженных породах минералы приобретают первичную намагниченность по направлению геомагнитного поля во время застывания лавовых потоков, а в осадочных породах – при осаждении в воде ферромагнитных зерен.

На основании измерения первичной или остаточной намагниченности пород создана палеомагнитная шкала, в которой выделяются эпохи, характеризующиеся то прямой, то обратной полярностью, названные по именам первых исследователей. Большая часть четвертичного периода характеризуется прямой полярностью (эпоха Брюнес) и лишь для самых ранних его этапов, как и для всего плиоцена, характерна обратная полярность (эпоха Матуяма). Эпохи подразделяются на кратковременные эпизоды или экскурсы, являющиеся основными магнитохроностратиграфическими реперами для четвертичных отложений. Они названы по местности, где впервые были установлены (Блейк, Лашами и др.). Экскурсы – это пульсивные колебания с большой амплитудой в направлении магнитного поля, когда неполная или полная инверсия поля происходит за короткие (1000–10 000 лет) промежутки времени. В эпохе Брюнес выделяется 12 таких экскурсов, а в эпохе Матуяма 10. Возраст границ палеомагнитных подразделений, отражающих общие планетарные изменения геомагнитного поля, установлен радиологическими датировками. Поэтому они могут служить достаточно надежными реперами при стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов четвертичных отложений особенно удаленных территорий, так как изменения геомагнитного поля происходили практически одновременно на всей планете.

## Стратиграфия четвертичных отложений

### 18.1. Продолжительность четвертичного периода и нижняя граница четвертичной системы

Четвертичный период – самый короткий в геологической истории. Однако его продолжительность, подразделения и положение нижней границы четвертичной системы являются предметом многолетних дискуссий. С точки зрения, основывающейся на палеоклиматических данных, начало четвертичного периода совпадает со временем ярко выраженных похолоданий, приведших к планетарному развитию покровных материковых оледенений, охвативших даже пояс средних широт. В этом случае продолжительность четвертичного периода составляет около 0,8 млн. лет, а граница между неогеном и четвертичной системой проводится под морскими отложениями бакинского яруса Каспийского региона и одновозрастными с ними континентальными отложениями с тираспольским фаунистическим комплексом, несколько ниже палеомагнитной границы между обратной эпохой Матуяма и прямой эпохой Брюнес.

Другие исследователи снижают границу до 1,6 млн. лет (в соответствии с тем, как это принято в Зап. Европе по рекомендациям XVIII сессии МГК в 1948 г.), а иногда и больше, основываясь на особенностях развития фауны и флоры, а также на появлении человека. В России сосуществуют оба варианта. Однако в 1990 г. решением Междуведомственного Стратиграфического Комитета (МСК) граница между неогеном и четвертичной системой утверждена на рубеже 1,6 млн. лет. Она проводится в основании морских отложений калабрийского яруса на юге Италии, в которых появляются арктические виды моллюсков и фораминифер, свидетельствующие о первом крупном похолодании. В континентальных отложениях калабрий сопоставляется с верхней частью виллафранского яруса. В России эта граница находится под отложениями апшеронского яруса

в Каспийском бассейне и под континентальными отложениями домашкинского горизонта, содержащими одесский и таманский фаунистические комплексы В.И.Громова. В палеомагнитной шкале этой границе соответствует эпизод прямой полярности Олдувей в эпохе Матуяма, в целом характеризующейся обратной полярностью. Следует сказать, что в начале 1998 г. МСК принял решение об объеме четвертичной системы в 1,8 млн. лет.

## 18.2. Стратиграфические подразделения четвертичной системы

Четвертичная система, как и любая другая система, делится на целый ряд более мелких стратиграфических единиц. Но из-за малой продолжительности четвертичного периода использовать для них общепринятые подразделения – отделы и эпохи – трудно, так как время формирования одного отдела в любой дочетвертичной системе в несколько раз больше, чем продолжительность всего четвертичного периода. В общепринятой стратиграфической шкале четвертичный период соответствовал бы самому малому временному подразделению – веку, а вся четвертичная система сопоставлялась бы с ярусом или даже зоной. Вследствие этого для четвертичной системы приняты свои подразделения, как общие, так и региональные.

### 18.2.1. Общие подразделения четвертичной системы

Общими подразделениями четвертичной системы являются *разделы, звенья и ступени*. Они имеют планетарное распространение и отражают общие закономерности (этапность) развития лито- и биосферы. Принадлежность отложений к *разделам* основывается на биостратиграфических, геохронологических и палеомагнитных данных. Это комплексы отложений, отвечающие крупным глобальным этапам изменения полярности магнитного поля, климата, ведущим к смене типов фауны и растительности. *Звенья* объединяют отложения, образовавшиеся в течение нескольких климатических ритмов, состоящих из эпох похолодания и потепления. *Ступеням* отвечают отложения, образовавшиеся в течение одной глобальной эпохи (фазы) похолодания или потепления.

С учетом положения нижней границы четвертичной системы на уровне 1,6 млн. лет она подразделяется на три раздела: *эоплейсто-*

цен, плейстоцен (неоплейстоцен) и голоцен. Эоплейстоцен – самый древний раздел четвертичной системы, и время его формирования самое продолжительное – от 1,6 до 0,8 млн. лет. Отложения, входящие в эоплейстоцен, содержат одесский и таманский комплексы млекопитающих, характеризуются обратной полярностью по палеомагнитной шкале (эпоха Матуяма). В эоплейстоцене выделяется два звена – нижнее и верхнее, которые на картах четвертичных отложений обозначаются индексами E I и E II. Граница между эоплейстоценом и плейстоценом проводится на уровне 0,8 млн. лет.

Плейстоцен, продолжительность которого около 800 тыс. лет, делится на три звена – нижнее, среднее и верхнее, обозначаемые соответственно Q<sub>1</sub>, Q<sub>2</sub> и Q<sub>3</sub> на общих геологических картах, а на картах четвертичных отложений римскими цифрами I, II и III. Граница между ними проводится на уровне соответственно 440 тыс. и 120-130 тыс. лет. Плейстоценовые отложения содержат тираспольский, сингильский, хазарский и верхнепалеолитический комплексы млекопитающих.

Самый молодой раздел – голоцен – имеет продолжительность всего около 10 тыс. лет. Он индексируется как Q<sub>4</sub> и IV. Голоцен состоит из одного звена – современного. Ископаемая фауна, встречаемая в голоценовых отложениях, относится к современному комплексу.

Звенья подразделяются на ступени. В среднем и верхнем звене плейстоцена выделяется по 4 ступени, в нижнем звене плейстоцена и в эоплейстоцене количество ступеней твердо не установлено (до 8). Ступени индексируются арабскими цифрами, стоящими справа вверху от римской цифры звена, например, II<sup>1</sup>, II<sup>2</sup>, II<sup>3</sup>, II<sup>4</sup> – это четыре ступени среднего звена плейстоцена.

### 18.2.2. Региональные стратиграфические подразделения

Региональные стратиграфические подразделения – это комплекс пород, образовавшихся в отдельные этапы геологической истории крупного участка земной коры, отражающие особенности осадконакопления и развития фауны и флоры на данном участке. Региональные подразделения служат для корреляции местных стратиграфических схем и способствуют их сопоставлению с общей биостратиграфической шкалой.

Основным региональным подразделением четвертичной системы является *горизонт*, который включает отложения, образовавшиеся в

течение одной эпохи или фазы изменения климата, произошедшего в пределах какого-либо региона. Как правило, эти эпохи согласуются с глобальными эпохами похолодания и потепления, однако имеются некоторые особенности, связанные с различием географического положения регионов. Это заставляет использовать в региональных схемах стратиграфии не ступени, а горизонты. Таким образом горизонт соответствует климатостратиграфической единице – *климатолиту*.

Каждый горизонт объединяет осадки, образовавшиеся в эпоху похолодания (*криохрон*) или потепления (*термохрон*). В ледниковых областях это отложения времени одного оледенения или одного межледниковья. Во внеледниковых областях им соответствуют отложения холодных и теплых эпох, выделяемые по особенностям литологии, рельефа и, самое главное, растительных остатков или фаунистических комплексов, заключенных в отложениях и характеризующих климатические условия их образования.

Горизонты имеют местные названия, соответствующие географическим пунктам, где они впервые были выделены или наилучшим образом охарактеризованы. Все горизонты имеют геологические индексы, состоящие из одной или двух-трех прямых строчных букв латинизированного названия горизонта; индексы ставятся справа внизу от римской цифры, соответствующей звену, которому принадлежит горизонт. Например, одинцовский горизонт среднего звена стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части России обозначается как Pod, а микулинский горизонт верхнего звена той же схемы – как IIImk. Если же названия горизонтов отсутствуют, то тогда горизонты каждого звена, как и ступени, обозначаются арабскими цифрами, стоящими вверху справа от римской цифры. Например: III<sup>1</sup>, III<sup>2</sup>, III<sup>3</sup>, III<sup>4</sup>. Как правило, нечетные цифры обозначают межледниковье, а четные ледниковые горизонты.

Все горизонты имеют абсолютный возраст, определенный различными методами, и палинологическую характеристику. Отдельные горизонты, но чаще несколько сопряженных горизонтов, могут быть охарактеризованы фаунистическими комплексами и археологическими данными. Такие сопряженные горизонты одного звена иногда объединяются в более крупные подразделения – *надгоризонты*, также имеющие местное название.

Ледниковые горизонты включают собственно ледниковые отложения – морены – и флювиогляциальные отложения, а во внеледни-

ковых областях – аллювий, лессы, склоновые образования, аллювиально-озерные, морские осадки. Межледниковые горизонты объединяют отложения, образующиеся в теплые эпохи, что подтверждается находимыми в них фауной и флорой. Это озерные, болотные, аллювиальные, делювиальные, морские отложения, а также почвы и др.

Индекс генетического типа ставится внизу слева от римской цифры, обозначающей звено, например, gIIms – морена московского горизонта, aIIImk – аллювий микулинского горизонта.

Кроме горизонтов, могут употребляться такие местные подразделения как *свиты*, *толщи*, *слои* и др. Их индексы ставятся в виде курсивных букв, как у горизонтов, справа от обозначения звена.

### 18.3. Карта четвертичных отложений

На геологических картах четвертичные отложения показываются лишь в тех местах, где их мощность составляет сотни метров. Это побережья морей, в том числе дельты, крупные впадины в горах, выполненные различными по генезису отложениями. Чем крупнее масштаб геологической карты, тем больше четвертичных отложений на ней представлено. Цвет четвертичных отложений на геологических картах обычно светло-серый, голубовато-серый, как это принято в общей геохронологической шкале.

Наиболее полно четвертичные отложения отражаются на специальных *картах четвертичных отложений*, составленных на основе стратиграфо-генетического принципа. Эти карты так же как и геологические, имеют различный масштаб и делятся на обзорные (масштаб 1:1000 000 и мельче), региональные (1:500 000, 1:200 000, 1:100 000) и детальные (1:50 000 и крупнее). Основным содержанием карт четвертичных отложений всех масштабов является показ разновозрастных генетических типов. Цвет отражает генезис отложений, причем каждый генетический тип имеет свой общепринятый цвет. Так, ледниковые отложения показываются коричневым цветом, аллювиальные – зеленым, морские и озерные – синим, эоловые – желтым, коллювиальные – красным и розовым, делювиальные – оранжевым, хемогенные – серым, вулканогенные – яркозеленым и т.д. Возраст отложений отражается интенсивностью основного цвета генетических типов, причем чем древнее отложения, тем более темный тон они имеют, чем моложе – тем более светлый. Дочетвертич-

ные коренные породы, независимо от возраста и состава, показываются фиолетовым цветом. Помимо цвета генезис и возраст отложенных индексируется так, как это показано в предыдущем разделе. На рис. 60, А приведен пример карты четвертичных отложений одного из участков долины р. Оки.

Помимо генетического символа на картах, особенно крупномасштабных, могут показываться фации. Фации обозначаются начальными буквами их латинизированного названия, помещенными внизу справа от символа, отвечающего генетическому типу отложений: например,  $a_r$ ,  $a_p$ ,  $a_s$  – русловая (r), пойменная (p) и старичная (s) фации аллювия.

Принадлежность отложений к определенному террасовому уровню отмечается в их индексах арабской цифрой, обозначающей порядковый номер террасы, помещаемой сверху справа от генетического символа. Например,  $a^3\Pi I$  – аллювий лихвинского горизонта среднего плейстоцена, слагающий третью надпойменную террасу. На прежних картах четвертичных отложений номер террасы показывался арабской цифрой, стоящей в скобках:  $a(1t)$  – аллювий первой террасы.

Обязательным элементом карт, особенно средне- и крупномасштабных, является литология, показываемая крапом черного цвета, который наносится на основной цвет генетического типа четвертичных отложений (рис. 60). В районах широкого распространения лесов или покровных суглинков последние показываются наложенными значками или штриховкой на подстилающих отложениях.

⇒

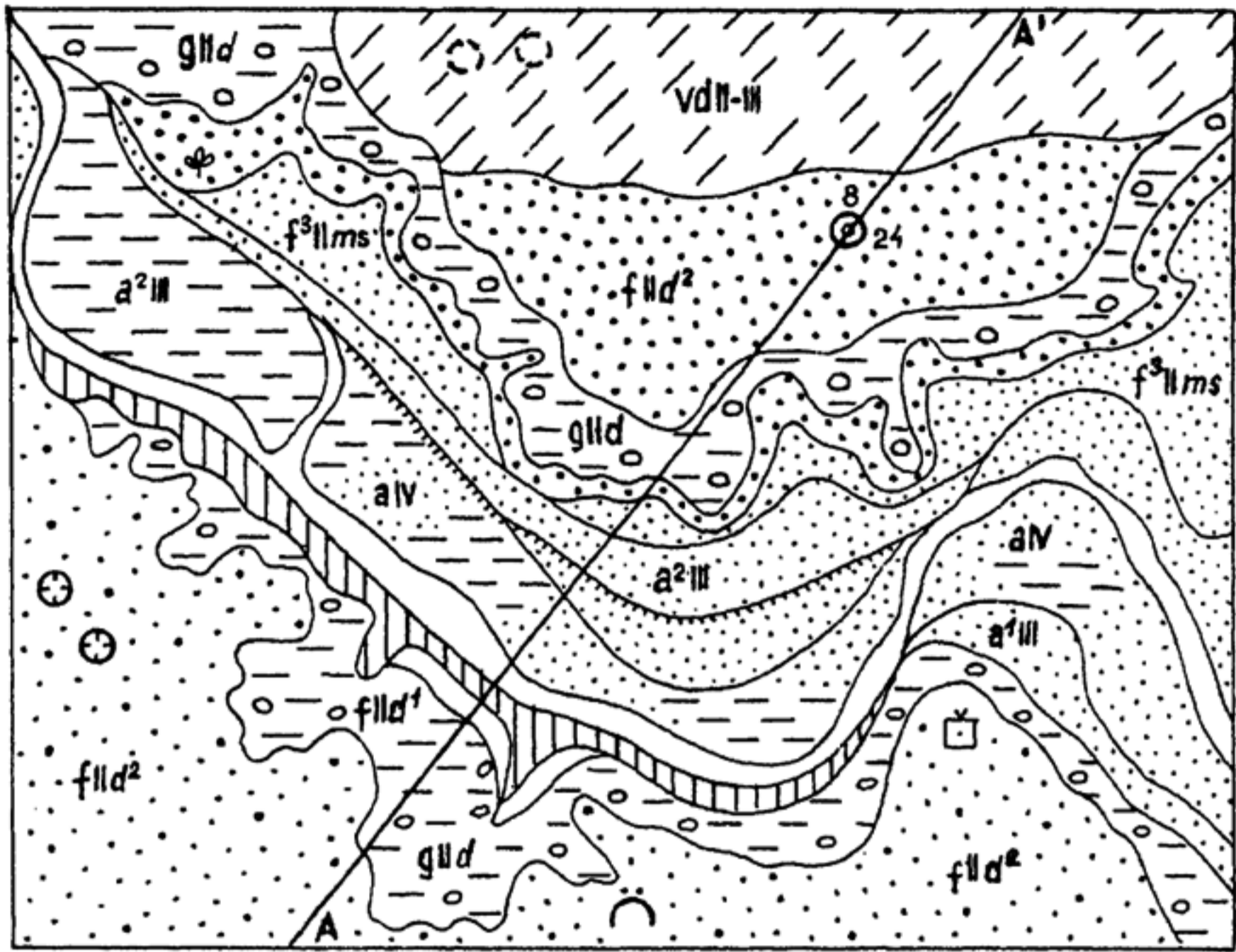
**Рис. 60.** Пример карты четвертичных отложений (А) и разреза к ней по линии А-А<sub>1</sub> (Б).

1 - валуны; 2 - галечники и гравий (а), пески (б); 3 - глины; 4 - суглинки; 5 - валунные суглинки; 6 - лессовидные суглинки: а - на карте, б - на разрезе; 7 - коренные породы; 8 - карстовые воронки (а) и суффозионные западины (б); 9 - дюны; 10 - места находок флоры; 11 - месторождение строительного песка; 12 - буровые скважины (слева - номер, справа - мощность вскрытых четвертичных отложений); 13 - линия разреза.

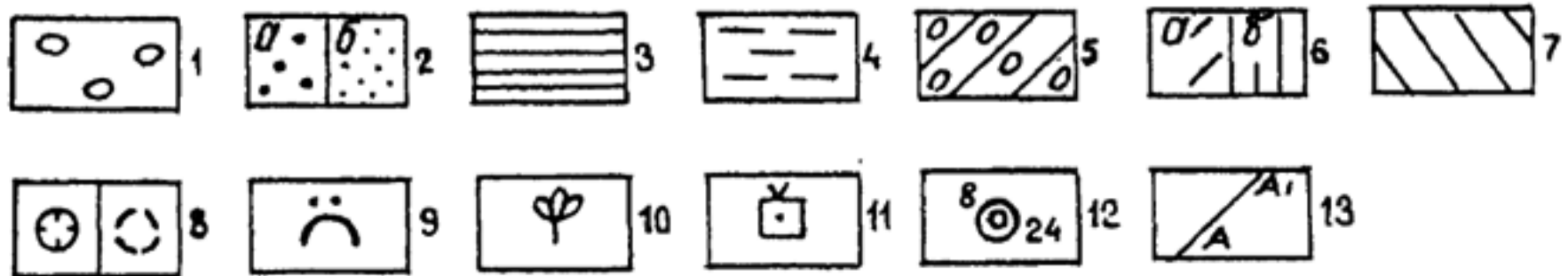
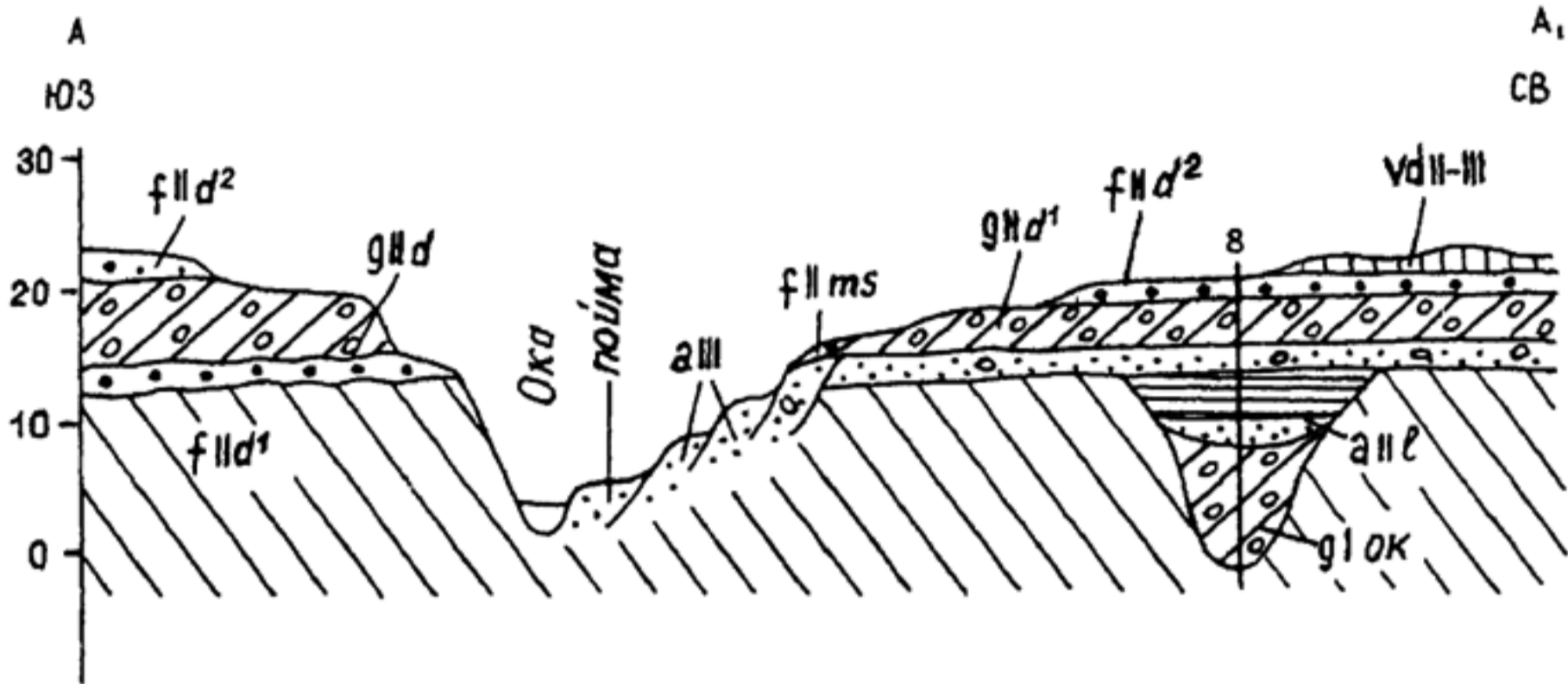
Индексы обозначают: голоценовый аллювий поймы ( $a IV$ ); позднеплейстоценовый аллювий первой ( $a^1\Pi I$ ) и второй ( $a^2\Pi I$ ) террас; флювиогляциальные отложения эпохи московского оледенения, слагающие третью террасу  $f^3\Pi ms$ ; времени наступания ( $f II d^1$ ) и времени отступления ( $f II d^2$ ) днепровского оледенения; морена днепровского оледенения ( $g II d$ ); золово-делювиальные покровные суглинки средне-позднеплейстоценового возраста ( $vd\Pi-III$ )



A



Б



Специальными значками показываются некоторые формы рельефа, сложенные четвертичными отложениями, в особенности ледниковые (краевые морены), флювиогляциальные (озы, зандры), мерзлотные (гидролакколиты, термокарст), эоловые (дюны, барханы и др.), а также уступы террас, тектонические формы – разрывы, разломы. Из дополнительных обозначений наиболее важными являются установленные или предполагаемые границы распространения морских и озерных трансгрессий, разновозрастных ледниковых покровов, постоянной мерзлоты, лессовых пород. Особыми значками отмечаются все важные места находок в четвертичных отложениях фауны, флоры, палеолитических стоянок; наносятся номера глубоких скважин с цифрами мощности четвертичных отложений. Особыми общепринятыми значками на картах показываются месторождения полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями. Все эти значки приведены в инструкциях по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации.

Как и геологические, карты четвертичных отложений сопровождаются разрезами (рис. 60, Б). Для платформенных территорий они строятся с учетом данных бурения и проводятся так, чтобы наибольшее количество скважин попало на линии разрезов. Для горных районов, учитывая разнообразие генетических типов одновозрастных отложений, принято составлять сводную стратиграфическую схему строения четвертичного покрова, на которой показывается взаимоотношение разнообразных горизонтов внутри толщи четвертичных отложений. И разрезы, и схемы строения четвертичных отложений строятся с увеличением в несколько раз вертикального масштаба над горизонтальным.

Карта четвертичных отложений может дополняться схематической картой основных типов рельефа более мелкого масштаба. Например, для карты масштаба 1:200 000 геоморфологическая схема имеет масштаб 1:500 000.

# Региональная характеристика четвертичного покрова России

Отложения четвертичной системы распространены на всей территории России, но четвертичный покров в различных её областях имеет разное строение. Это объясняется большим разнообразием орографических и климатических условий не только настоящего времени, но существовавших и в прежние эпохи и, к тому же непрерывно изменявшихся. Климатические условия определяли и определяют распространение основных генетических типов четвертичных отложений на площади, существование ледниковых и внеледниковых областей с характерным набором генетических типов отложений. Тектонические движения через рельеф также влияют на распределение основных областей денудации и аккумуляции и мощность четвертичных отложений. В районах восходящих неотектонических движений: горах, на возвышенностях, четвертичный покров маломощен и прерывист и, наоборот, в областях неотектонических прогибаний: во впадинах, низменных участках, четвертичные отложения могут образовывать обширные непрерывные покровы большой мощности.

По строению четвертичного покрова на территории России выделяется целый ряд регионов, границы которых, как правило, совпадают с контурами крупных геоструктурных областей – платформ и горных сооружений. Это Европейская часть России, Урал, Северный Кавказ и Предкавказье, Западная и Восточная Сибирь, Алтай и др. Отдельными регионами являются Камчатка, Сахалин, побережья морей, а также акватории самих морей и океанов.

Таблица 4. Стратиграфическая схема четвертичных отложений  
Русской равнины

Общая стратиграфическая шкала			эпохи палеомагнитной шкалы	хронологическая шкала в тыс. лет	Европейская часть России (Никифорова и др., 1983)				Западная Европа				
система	раздел	звено			Региональные подразделения		индексы	фаунистические комплексы	археологические этапы	Альпийская стратиграфическая шкала			
					надгорные зоны	горизонты							
( а н т р о п о г е н о в а я )			голоцен	современное		современный	IV	современный	железн. бронз. неолит мезолит	поствюрм			
			плейстоцен	срхнсс	10	валдайский	верхневалдайский (осташковский)	III <i>os</i>	мамоитовый (верхнепалеолитический)	палеолит	вюрм II		
					30		средневалдайский (мологосексинский)	III <i>nsh</i>				вюрм I - вюрм II	
					50		нижневалдайский (калининский)	III <i>k</i>				вюрм I	
					75		микулинский	III <i>mk</i>				рисс-вюрм	
				130	среднерусский	195	московский	II <i>ms</i>			рисс	рисс II	
				250		одинцовский	II <i>od</i>	рисс I - рисс II					
				300		днепровский	II <i>dn</i>	рисс I					
				440		лихвинский	II <i>l</i>	миндель-рисс					
				золейстоцен	нижнсс	540	тираспольский	окский (березинский)			I <i>ok</i>	археолит	гюнц
						590		беловежский			I <i>bl</i>		
			630			донской		I <i>dn</i>					
			650			колкотовский		I <i>kl</i>					
			690			платовский		I <i>pl</i>					
			740			михайловский		I <i>mh</i>					
			780			мичуринский		I <i>mch</i>					
			800			петропавловский		I <i>pl</i>					
			1170			морозовский		E <sub>2</sub>	таманский				
			1650			ногайский		E <sub>1</sub>	одесский				
				нижнсс	жеваховский								
	нижнсс	бошерницкий											
	нижнсс	домашкинский											

## Глава 19

# Строение четвертичных отложений Европейской части России

Вся территория Европейской части России расположена в пределах Восточно-Европейской платформы в основном на Русской плите, которой соответствует одноименная равнина. По строению четвертичного покрова в ней выделяются две области: северная – ледниковая и южная – внеледниковая. Общее стратиграфическое расчленение четвертичных отложений представлено в табл. 4.

Она основывается на выделении климатических ритмов в истории периода, отраженных в литологии и текстурных особенностях отложений, составе заключенных в них фауны и флоры и дополнена возрастными и палеомагнитными характеристиками и археологическими данными. С этой схемой сопоставляются и увязываются схемы расчленения четвертичных отложений остальных регионов России и прилежащих территорий. В свою очередь, она сопоставляется с западно-европейской, или альпийской шкалой, принятой в Европе.

### 19.1. Ледниковая область

Ледниковая область занимает большую часть Восточно-Европейской платформы. Средняя высота рельефа Русской равнины составляет около 150 м. Наибольшая высота (400–700 м) характерна для северо-запада Карелии и Кольского полуострова; принадлежащими Балтийскому щиту. Крупными возвышенностями являются Смоленско-Московская, Валдайская, Тиманский кряж, представляющий самостоятельную тектоническую провинцию. Все они представляют собой новейшие тектонические поднятия. Возвышенности разделены низменностями – новейшими прогибами, к которым приурочены долины крупных рек. Это Печорская, Северо-Двинская, Верхневолжская, Окско-Донская и другие.

Изучением ледниковых отложений Русской равнины занимались многие известные геологи, в числе которых П.А. Кропоткин, Г.Ф.

Мирчинк, Б.Л. Личков, С.А. Москвитин, К.К. Марков, Г.И. Горецкий, А.А. Асеев, А.А. Величко, Ю.А. Лаврушин, Г.И. Лазуков, Е.В. Рухина, Н.Г. Судакова, С.М.Шик. Трудрами этих ученых установлено, что Русская равнина на протяжении четвертичного периода неоднократно подвергалась оледенениям. Основными центрами оледенений, откуда ледники распространялись на юг, сливаясь и образуя мощные покровы, были: Балтийский, или Скандинавский щит, Северный Урал и горы Пай-Хой, острова Новой Земли.

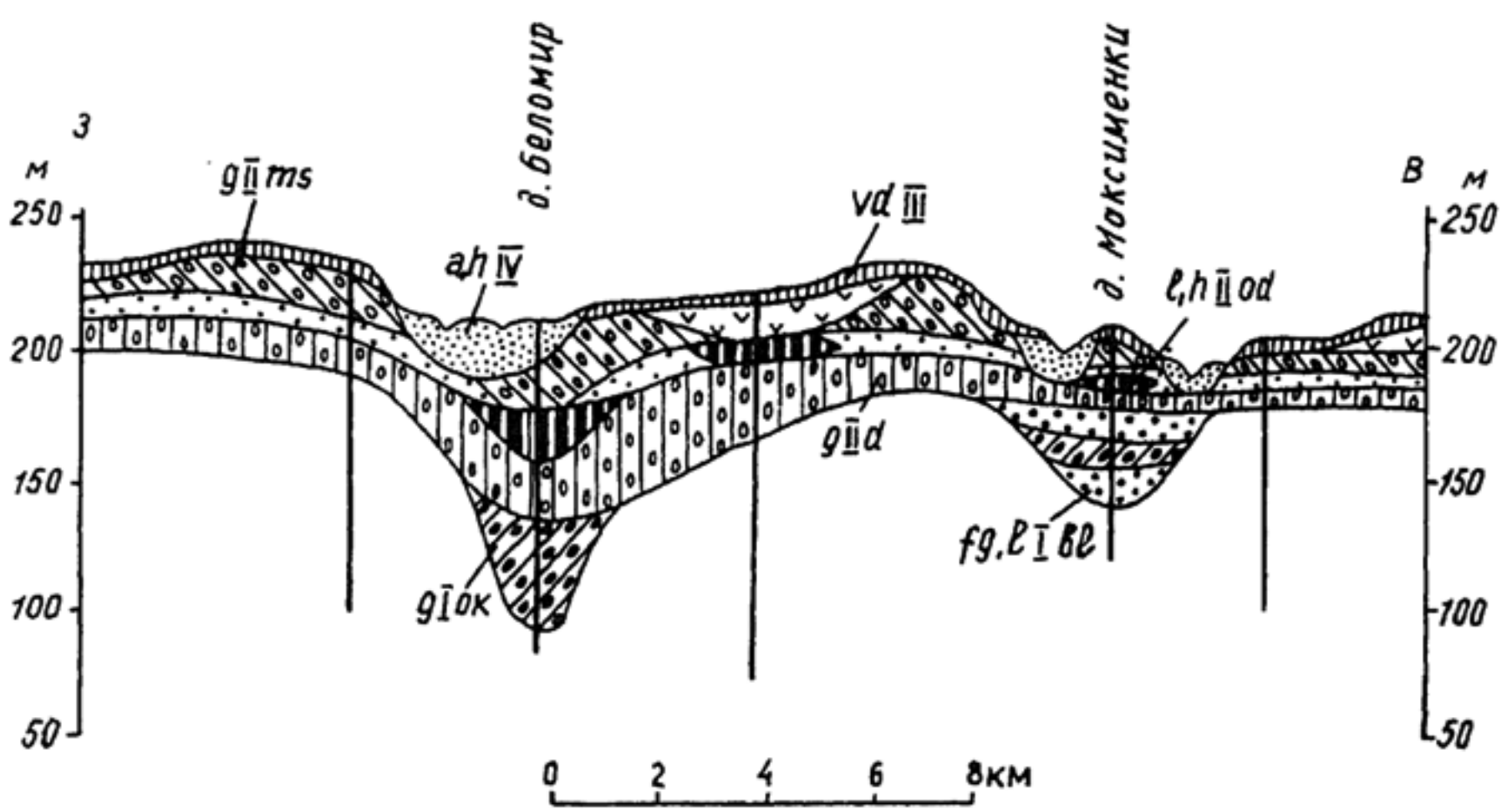
Оледенения оставили после себя специфический рельеф и комплекс отложений. Это холмы и гряды, сложенные моренами и водноледниковыми отложениями, плоские песчаные равнины – *зандры*, глубокие долины, выпаханные льдом. Основные и краевые морены используются для восстановления границ разновозрастных ледниковых покровов, а особенности их строения позволяют говорить об активности льда.

Поскольку ледниковые эпохи сменялись межледниковыми, наблюдается чередование или наложение друг на друга соответствующих четвертичных отложений. Каждое последующее оледенение существенно перерабатывало и отчасти или полностью уничтожало отложения предыдущих оледенений и межледниковий, из-за чего большинство разрезов четвертичных отложений неполны. При этом ледниковые и водноледниковые отложения лучше сохраняются и более выдержанны по простиранию, тогда как межледниковые отложения сохраняются чаще всего в виде линз болотных, озерных или речных осадков. Сопоставлять (или коррелировать) разрезы, далеко отстоящие друг от друга, часто очень трудно. Наибольшая мощность отложений наблюдается во впадинах, а также переуглубленных долинах, в ложбинах ледникового выпахивания. Большая мощность отложений характерна также для краевых зон оледенений.

В пределах ледниковой области выделяются отложения всех стратиграфических горизонтов, однако эоплейстоценовые отложения еще недостаточно изучены.

### **Плейстоцен. Нижнее звено.**

Это звено (или нижний плейстоцен) объединяет отложения нескольких горизонтов, из которых в ледниковой области чаще всего встречаются и лучше изучены два: *беловежский* – межледниковый и



**Рис. 61.** Условия залегания четвертичных отложений на западе Русской равнины в верховьях р. Десны (по С.М. Шику).

Индексами обозначены: морены окского ( $g\ I\ ok$ ), днепровского ( $g\ II\ d$ ) и московского оледенений ( $g\ II\ ms$ ), флювиогляциальные и озерные отложения беловежского горизонта ( $f, II\ bl$ ), эолово-делювиальные покровные суглинки ( $vd\ III$ ), аллювиальные и болотные голоценовые отложения ( $a, h\ IV$ )

*окский* – ледниковый. Отложения *беловежского* горизонта известны в Подмосковье, а также во многих местах Русской равнины. Это – древний аллювий крупных рек Волги, Дона, Оки, Москвы и др. Его мощность изменяется от 5–10 до 30–35 м. Он залегает в древних, часто глубоких, эрозионных врезках в коренные породы и в настоящее время погребен под толщей более молодых осадков, вследствие чего вскрывается только скважинами. Помимо аллювия, к беловежскому горизонту относятся маломощные озерные супеси, пески, глины с торфом и растительными остатками. Возраст беловежских отложений около 600 тыс. лет. Во время формирования этого горизонта, по данным спорово-пыльцевого анализа, в центральной части Русской равнины были распространены хвойные леса с примесью широколиственных, к югу сменяющиеся лесостепными ландшафтами, т.е. климат был немного теплее и влажнее современного.

**Окский** (или березинский) горизонт (ледниковый) представлен мореной одного из первых оледенений, которое произошло 542–440 тыс. лет тому назад. Почти повсеместно она находится на глубине 50–100 м (рис. 61) и лишь в редких местах обнажается в долинах рек.

Морена состоит из плотных тяжелых суглинков темно-серого, зеленовато-серого или бурого цвета с большим количеством мелких обломков пород, представленных как местными осадочными породами (известняки и кремни), так и кристаллическими породами (граниты, гнейсы), принесенными из Фенноскандии и с Новой Земли. Мощность морены изменяется от 1 м на поднятиях до 40–45 м в глубоких ложбинах выпахивания. Местами она подстилается и перекрывается флювиогляциальными песчаными отложениями. Граница окского оледенения на большей части территории проводится условно (рис. 62).

В последнее время к нижнему плейстоцену стали относить морену, развитую в долине Дона и прежде считавшуюся среднеплейстоценовой, днепровской. Обоснованием этого служит найденная в подстилающих и перекрывающих морену отложениях фауна млекопитающих, позволяющая отнести эту морену к раннему плейстоцену. Однако, к какому – окскому или самостоятельному донскому оледенению окончательно еще не решено.

### **Среднее звено.**

Среднее звено плейстоцена (средний плейстоцен) включает четыре горизонта: два межледниковых – *лихвинский* и *одинцовский* – и два ледниковых – *днепровский* и *московский*.

**Лихвинский** горизонт (межледниковый) назван так по г. Лихвину (в настоящее время г. Чекалин), находящемуся в 60 км южнее г. Калуги, где впервые были обнаружены эти отложения и детально изучены. Здесь в нижней части III-ей террасы р. Оки высотой 40 м на размытой поверхности окской морены и беловежского аллювия залегают аллювиальные гравийные пески, озерные глины и лессовидный суглинок с погребенными почвами общей мощностью 15 м. Отложения содержат остатки растительности, в том числе диатомовые водоросли, моллюски, большое количество остатков рыб, кости млекопитающих хазарского комплекса и микрофауну. Встречена пыльца дуба, граба, тиса и вяза, липы, свидетельствующая о значительно более теплом и влажном, чем современный, климат (среднегодовая температура была на 8° С выше современной). Лихвинский горизонт отложений перекрыт мореной днепровского горизонта.

Кроме этого разреза, лихвинские межледниковые отложения – озерные, болотные и аллювиальные, охарактеризованные теплолюбивой растительностью (по данным спорово - пыльцевого анализа) и

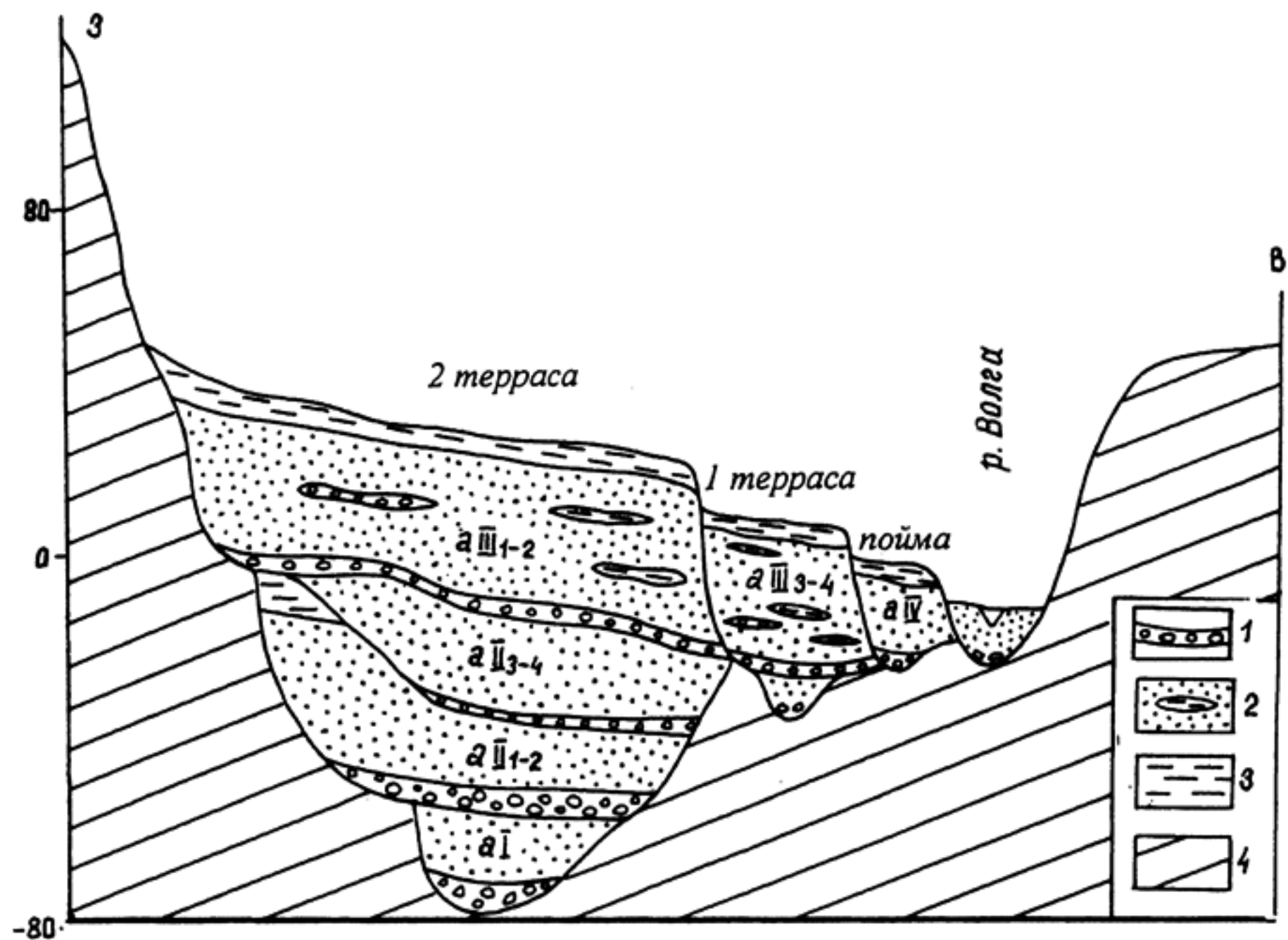




Рис. 62. Границы распространения древних покровных оледенений на территории Восточно-Европейской платформы: Ок - окского, Д - днепровского, М - московского, К - калининского, Ост - ошашковского

микрофауной, вскрыты скважинами в Ивановской, Тамбовской и во многих других местах. В долинах Волги, Оки и Москвы к ним относятся древний аллювий, погребенный, залегающий на глубине 10–20 м ниже современного русла (рис. 63).

На побережьях Балтийского, Белого и Баренцева морей в лихвинское межледниковье распространились трансгрессивные морские осадки – глины и пески мощностью от 5 до 70 м с остатками морс-



**Рис. 63.** Разрез долины р. Волги в среднем течении. Погребенные свиты разновозрастного аллювия, вскрытые скважинами (по Г.И. Горецкому с упрощением).

1 - базальные горизонты аллювия (гравий с галькой); 2 - песчано-гравийные отложения с линзами глин и суглинков; 3 - суглинки; 4 - коренные породы

ких моллюсков и микрофауны (фораминифер). По данным палинологического анализа, на севере Русской равнины тундры не было, лесная зона распространялась до морского побережья. Возраст отложений лихвинского горизонта от 440 до 300 тыс. лет. Почти повсеместно сверху они перекрыты мореной днепровского оледенения.

**Днепровский** горизонт (ледниковый) представлен ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, сплошным чехлом покрывающими нижележащие отложения. В области развития более молодых оледенений (московского и валдайских) днепровский горизонт залегает на значительной глубине и в большинстве случаев вскрывается скважинами, карьерами или обнажается у уреза рек. Южнее границы московского оледенения днепровская морена выходит на поверхность, слагая водоразделы, обнажается в склонах речных долин, оврагов и балок.

Днепровское оледенение, имевшее место 300–250 тыс. лет назад, было одним из самых значительных оледенений Русской равнины. Южная граница распространения льдов спускалась до широты 50° (см. рис. 62). Мощность льда достигала 4800–4900 м в районе Ботнического залива, 3000 м у Санкт-Петербурга, 1500–2000 м в районе Москвы. В краевых частях мощность льда уменьшалась до 400–500 м. Основными центрами оледенения были Скандинавия, Кольский полуостров, остров Новая Земля и северная часть Уральских гор – хребет Пай-Хой. Большая мощность льда вызвала гляцио-изостатическое прогибание поверхности субстрата. Движение льда привело к нарушению, смятию коренных пород, образованию гляциодислокаций, известных на Днепре у Канева, Кременчуга и в других местах. Массивы коренных палеозойских или мезозойских пород были сорваны с ложа и перенесены льдом на далекие расстояния. Размеры отторженцев достигают 90 м в поперечнике. Менее крупные отторженцы встречаются во многих местах.

Морена днепровского оледенения представлена плотными валунными суглинками бурого, темно-коричневого цвета; иногда она черная от подстилающих юрских и меловых глин. В толще днепровской морены встречаются линзы и прослойки песка; изредка вся толща имеет грубое слоистое строение, объясняющееся тем, что ледник таял в условиях большой обводненности. Подобное строение морена имеет, например, северо-западнее Москвы, где она вскрыта в карьерах. Петрографический состав обломков самый разнообразный – известняки, гнейсы, метаморфические сланцы, кварциты, граниты, сиениты и др., принесенные из разных центров оледенений. Мощность морены на водораздельных возвышенностях всего 1–5 м, в древних понижениях рельефа она увеличивается до 20–25 м.

Первичный рельеф днепровского оледенения практически не сохранился. Поверхность морены размыта, сглажена; к югу от границы московского оледенения днепровская морена, залегающая на поверхности водоразделов, перекрыта лессовидными суглинками. Она хорошо сохранилась на Средне-Русской возвышенности, Окско-Цнинском валу и южнее.

Флювиогляциальные отложения днепровского оледенения залегают под мореной, внутри нее и на морене. Подморенные отложения образовались во время наступания ледника. Надморенные отложения образуют обширные зандры – песчаные равнины, или выполняют

песчано-галечными отложениями ложбины стока ледниковых вод. Они образовались во время таяния и отступления ледников; широко развиты в бассейнах Дона, Волги и др.

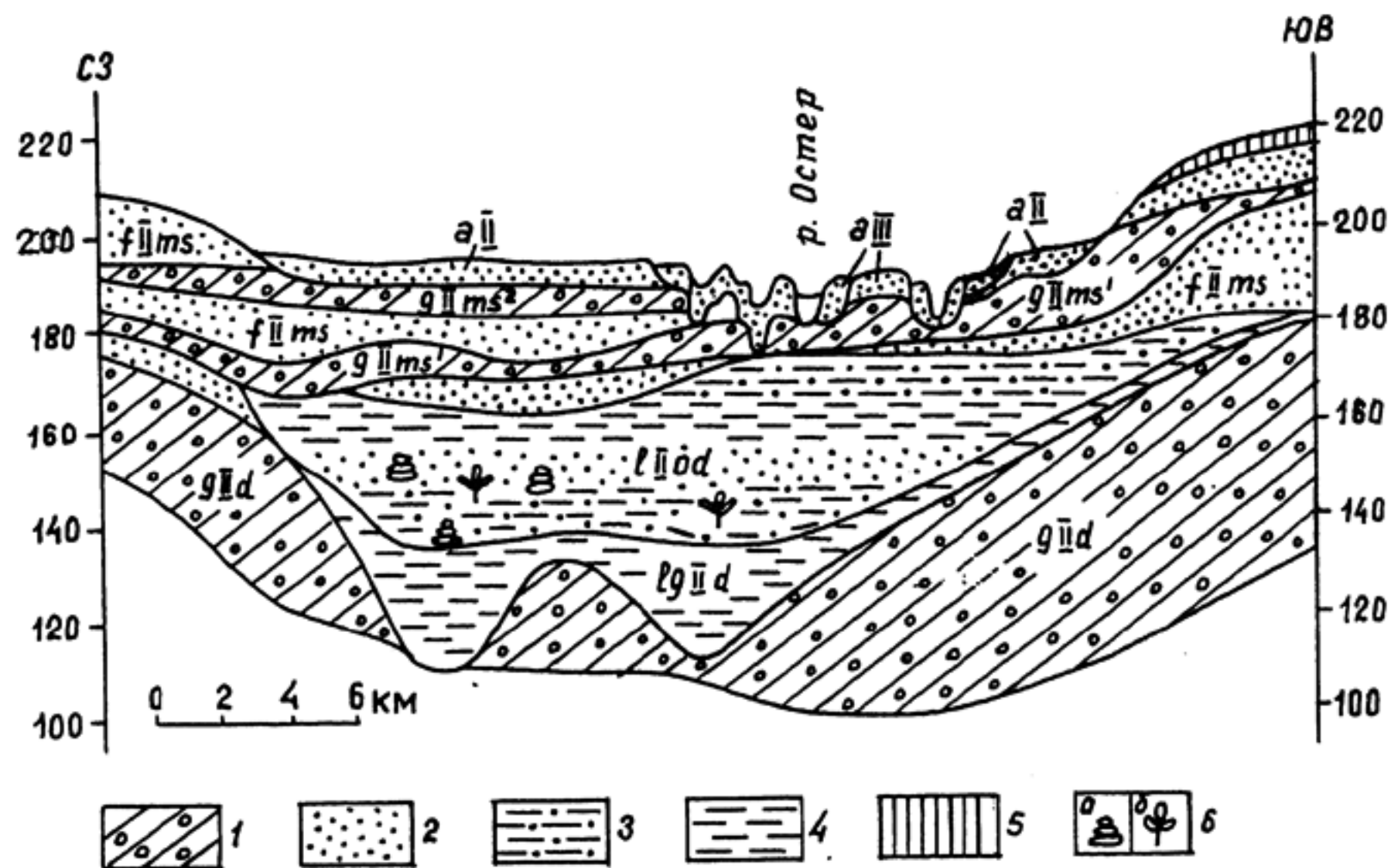
Во многих районах известны залегающие на морене озерно-ледниковые глины с ленточной слоистостью, которые образовались в небольших озерах на поверхности мертвого льда.

**Одинцовский** горизонт (межледниковый) включает аллювиальные, озерные и болотные отложения, а на севере и морские осадки. Эти отложения представлены песками, глинами, мергелем, торфом и гиттией (от швед. *gyttia* – иловая грязь), залегающими на неровной поверхности днепровской морены. Одинцовский горизонт включает также погребенные почвы, образовавшиеся на днепровской морене. Мощность отложений самая различная: от 0,5–1 м до 40–50 м.

Одинцовские отложения содержат фауну моллюсков, растительные остатки и пыльцу дуба, вяза, липы, реже граба, свидетельствующие о том, что климат в то время был более теплый, чем в настоящее время. Хорошие разрезы одинцовских отложений известны в Смоленской (рис. 64) и Калужской областях, на Окско-Донской равнине. Полный разрез одинцовских отложений, представленный озерными осадками, существовал в Подмосковье, в г. Одинцово, по которому и был назван горизонт. Но карьер, где обнажались эти отложения, был засыпан, однако скважины, пробуренные в окрестностях г. Одинцово вскрывают озерные межледниковые осадки.

В одинцовское межледниковье отмечается трансгрессия морей. В низовьях рек, впадающих в Белое и Баренцево моря, образовались обширные заливы. Морские осадки залегают между моренами днепровской и московской. Они состоят из глин темно-серого цвета, переслаивающихся с песками и супесями. Мощность осадков достигает 40–50 м. Содержащиеся в них моллюски, а также состав споро-пыльцевых спектров указывают на климатические условия теплее современных.

**Московский** горизонт (ледниковый). Морены московского оледенения распространены очень широко, они залегают плащеобразно, облекая водоразделы и заполняя древние долины. Граница распространения московского ледникового покрова проходит от г. Бреста на западе через города Калуга, Москва и Владимир на востоке. Далее граница оледенения пересекает Урал и соединяется с границей тазовского оледенения на Западно-Сибирской низменности. Центра-



**Рис. 64.** Залегание межледниковых озерных осадков одинцовского горизонта в районе г. Рославль (по С.М. Шику).

1 - валунные суглинки морен; 2 - песок; 3 - алеврит; 4 - глина; 5 - покровные лесовидные суглинки; 6 - фауна моллюсков (а) и растительные остатки (б)

ми московского оледенения были Скандинавия, острова Новая Земля и горы Пай-Хой.

Обширный ледниковый покров, мощность которого достигала 3–4 км, состоял из отдельных потоков льда, двигавшихся по древним понижениям и речным долинам – Неману, Днепру, Угре и др. Потоки разделялись повышенными ледораздельными зонами (рис. 65). В центральной части Русской равнины выделялись два потока – Москворецкий и Клязьминский. Первый двигался вдоль современной долины р. Москвы до Коломны и Луховиц, подпруживая долину р. Оки. Клязьминский поток доходил до г. Владимира.

По сравнению с днепровским, рельеф московского оледенения имеет более выразительный облик. Особенно хорошо выделяются гряды краевых морен, оконтуривающие отдельные ледниковые лопасти и языки. Характер рельефа и мощность морен свидетельствуют, что толщина льда в краевой зоне была небольшой. Отмечается слабое воздействие льда на коренное ложе, вследствие чего во многих местах сохранились одинцовские межледниковые отложения.

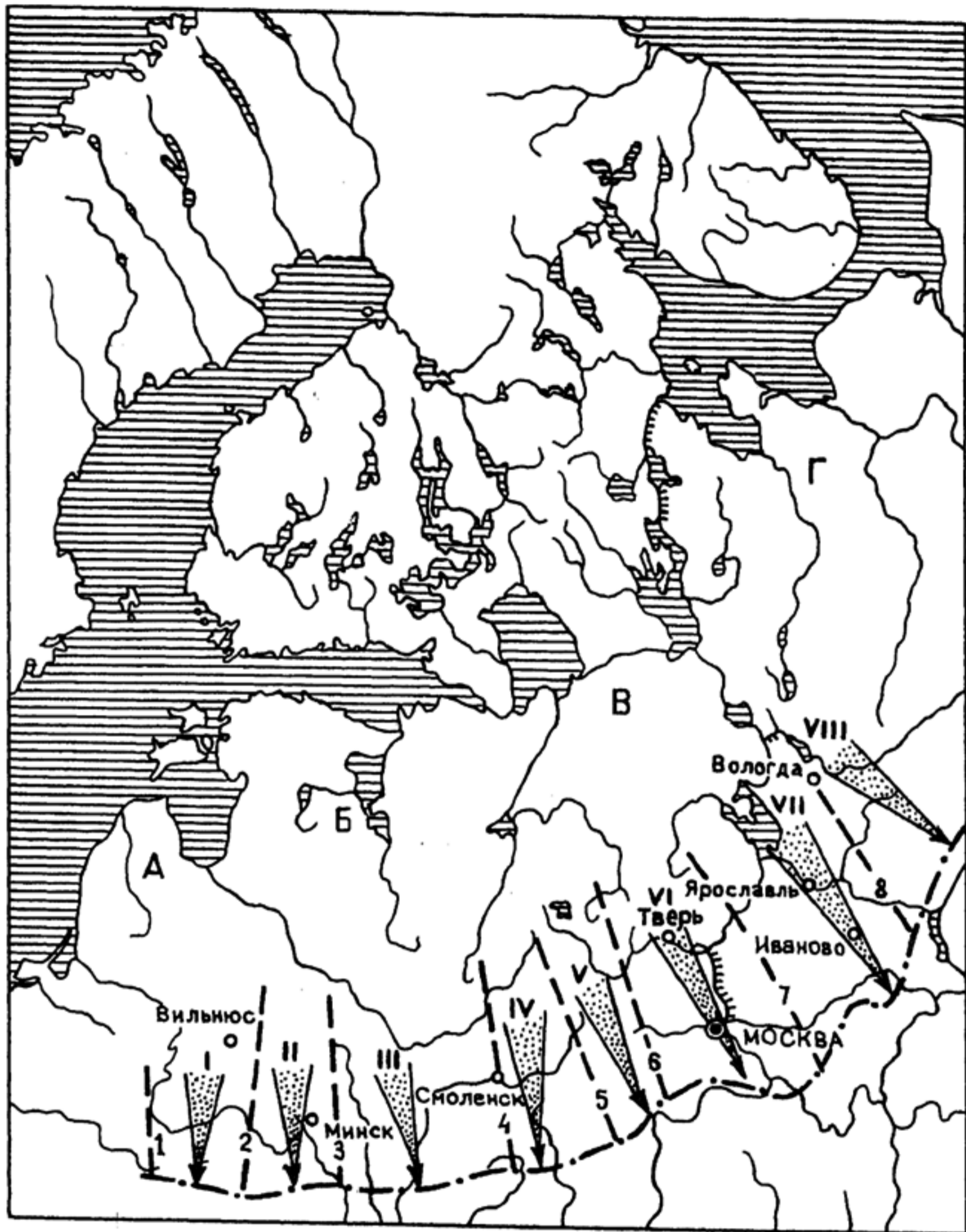
Однако морены напора, отторженцы коренных пород среди морен, а также гляциодислокации характерны и для московского оледенения. На севере Европейской части России морены московского оледенения перекрыты более молодыми моренами позднеплейстоценового возраста.

Морена московского оледенения состоит из валунных суглинков, которые в центральной части Русской равнины, имеют красновато-бурый цвет, обусловленный выветриванием и окислением железистых минералов, находящихся в морене. На северо-западе морена серая и темно-серая в зависимости от цвета подстилающих коренных пород. Суглинки неслоистые, несортированные, известковистые, часто опесчаненные, с валунами разнообразного петрографического состава (граниты, кварциты, гнейсы, известняки, сланцы), принесенными из разных питающих провинций: Ладожской, Финской и др. (рис. 65). По сравнению с днепровской, морена московского оледенения менее карбонатна и содержит меньше кристаллических пород, валуны хуже окатаны. На побережье северных морей в моренных валунных суглинках в большом количестве встречается морская фауна из подстилающих морских осадков. Мощность морены довольно постоянна: 10–30 м; в отдельных понижениях рельефа и в краевой области она увеличивается до 50–60 м.

В западинах и крупных понижениях моренного рельефа развиты озерно-ледниковые отложения, представленные супесями, суглинками и глинами, часто имеющими типичную ленточную слоистость.

Отступление московского ледника происходило неравномерно, с временными остановками и новыми подвижками, вследствие чего иногда выделяются два горизонта морен ( $gIIms^1$  и  $gIIms^2$ ), разделенных маломощными (2–3 м) флювиогляциальными песками. Длительное время край ледника находился на широте городов Клина и Дмитрова. Здесь образовалась мощная (до 100 м), стадияльная морена, в рельефе образующая Клинско-Дмитровскую гряду. Возраст морены 140–130 тыс. лет.

С московским оледенением связаны флювиогляциальные отложения, образовавшиеся во время наступания и таяния ледников. Первые подстилают морену, залегая на коренных породах или более древних четвертичных отложениях, часто на днепровской морене. Они представлены, в основном, слоистыми буровато-серыми или



**Рис. 65.** Основные потоки льда и ледораздельные зоны в структуре московского ледникового покрова (по Э.Е. Лехт и Н.С. Чеботаревой).

Потоки: I - Неманский; II - Минский; III - Днепровский; IV - Деснинский; V - Угранский; VI - Москворецкий; VII - Клязьминский; VIII - Верхнесухонский. Ледораздельные зоны: 1 - Гродненская; 2 - Неманско-Минская; 3 - Минско-Днепровская; 4 - Мстиславльская; 5 - Вяземская; 6 - Боровско-Вышневолоцкая; 7 - Коломенско-Краснохолмская; 8 - Судиславльская. Основные питающие провинции: А - Шведско-Балтийская; Б - Финская; В - Ладожская; Г - Онежская





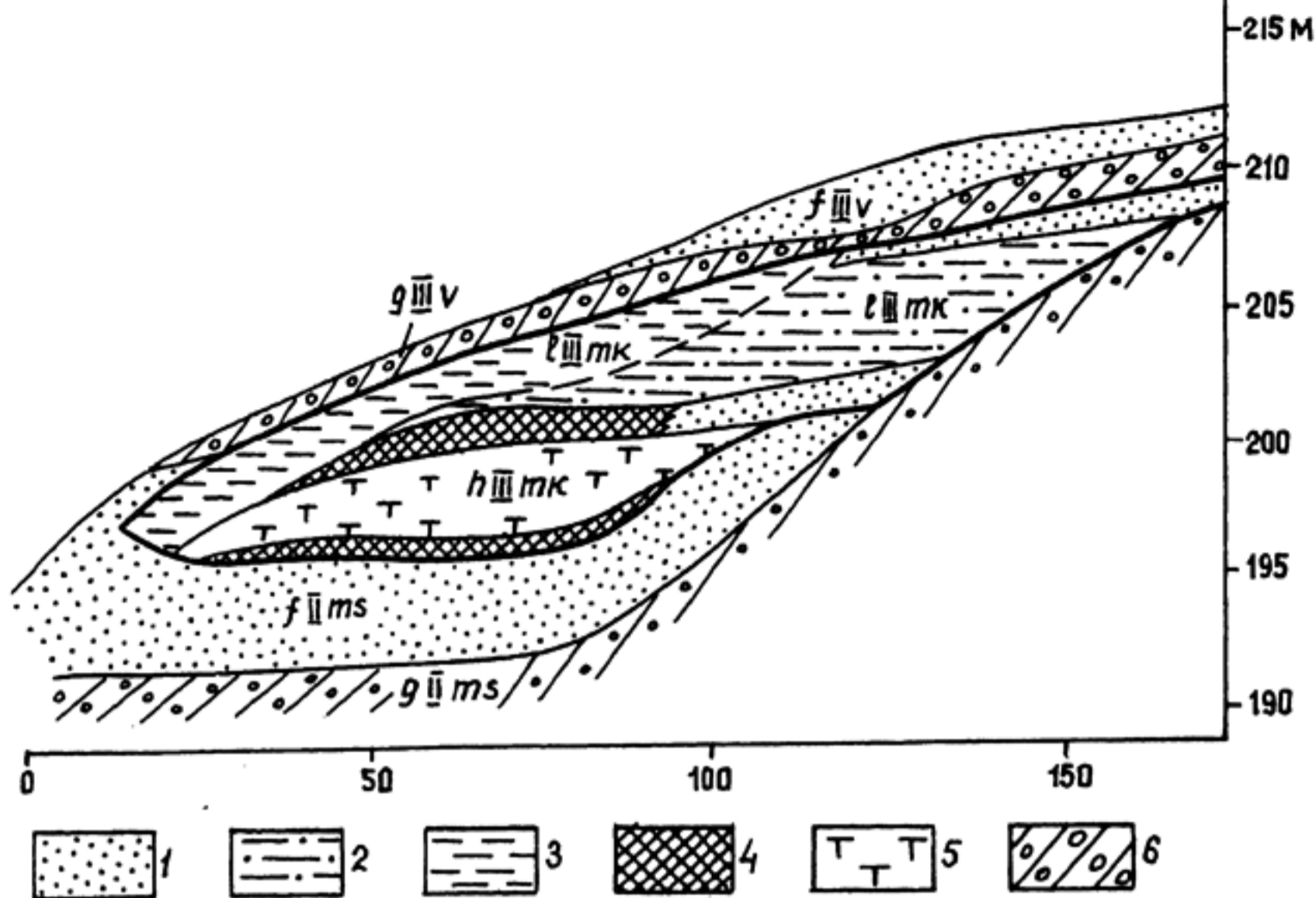
тированными, часто ожелезненными. Мощность отложений 8–10 м. В глинистых прослоях найдена пыльца растительности преимущественно лесной (сосна, береза) или тундровой.

Южнее границы распространения морен московского оледенения развиты обширные плоские низинные пространства, часто приуроченные к неотектоническим понижениям, сложенные флювиогляциальными песками. Одним из таких понижений является, например, Мещерская низменность, развитая в междуречье Клязьмы и Оки восточнее г. Москвы. Это зандровые равнины, которые в Белоруссии называются “полесьями”, так как они поросли хвойным лесом.

### **Верхнее звено.**

**Микулинский** горизонт (межледниковый) включает аллювиальные, озерные, болотные и морские осадки, образовавшиеся 130–110 тыс. лет назад после отступления ледников московского оледенения. В области развития позднеплейстоценовых оледенений они залегают на морене или флювиогляциальных отложениях московского горизонта, выполняя понижения на их поверхности и перекрываются мореной ранневалдайского или калининского оледенения. Такое положение занимает микулинский горизонт в стратотипическом разрезе у с. Микулино Смоленской области (рис. 67) и во многих других районах. В районе с. Микулино озерно-болотные отложения представлены глинами, суглинками, торфом и гиттией общей мощностью 10 м. Они содержат пыльцу широколиственных пород: дуба, граба, лещины, ольхи, и растений, которых сейчас в этом районе нет: водяного ореха, лилии и др. Судя по растительности, климат был более мягкий, чем современный. Северная граница широколиственных лесов располагалась значительно севернее, чем в настоящее время, тундры не было.

На территории, не покрывавшейся позднеплейстоценовыми ледниками, микулинский горизонт чаще всего представлен аллювием, слагающим нижние части вторых надпойменных террас, развитых по всем основным рекам и их протокам. В долине р. Москвы это *мневниковская* терраса высотой 20–25 м. Аллювий её состоит из слоистых песков и супесей, с гравием и мелкой галькой, мощность которых первые метры. В отдельных местах в аллювии найдены остатки хоботных млекопитающих: лесного слона и мамонта, возраст которых – поздний плейстоцен (верхнепалеолитический комплекс).



**Рис. 67.** Разрез озерно-болотных отложений микулинского межледникового в с. Микулино Смоленской области (по В.П. Гричуку).

1 - пески и супеси; 2 - суглинки; 3 - глины; 4 - гиттии и гиттиевые глины; 5 - торф; 6 - суглинок с валунами (морена)

В юго-западной части ледниковой области за пределами распространения позднеплейстоценовых морен среди лессовидных суглинков, перекрывающих водоразделы возвышенностей, широко развиты микулинские погребенные почвы, относящиеся к лесному типу и содержащие остатки теплолюбивой растительности.

Морские осадки микулинского межледникового распространены в неширокой полосе побережья Балтийского моря, где встречаются на абс. высоте до +15 м. Гораздо шире они развиты на севере, где море проникало по долинам рек Северной Двины, Печоры, Вычегды и других рек на 500–600 км. Отложения залегают между двумя моренами, московской и калининской, и состоят из горизонтально слоистых глин и песков мощностью до 10 м, содержащих морскую микрофауну (фораминиферы).

**Валдайский** надгоризонт объединяет 2 ледниковых горизонта *нижневалдайский* (или *калининский*) и *верхневалдайский* (или *осташковский*) и разделяющий их *средневалдайский* (или *молого-*

шекснинский) межледниковый горизонты. Калининское и осташковское оледенения часто не разделяют, а рассматривают как единое – валдайское оледенение, последнее на Восточно-Европейской платформе. Оно было намного меньше московского. Южная граница распространения льда проходила от г. Орша севернее Смоленска, затем поворачивала к северу и северо-востоку на Вышний Волчок и Вологду (см. рис. 62). Выделяется несколько ледниковых потоков, двигавшихся с различной скоростью и динамической активностью по понижениям рельефа: Балтийский, Чудский, Ладожский, Онежско-Карельский на западе, Беломорский, Кольско-Мезенский, Баренцевоморско-Печерский на севере, Новоземельско-Колвинский на востоке. Каждый такой поток состоял из нескольких ледниковых языков или лопастей, приуроченных, в основном, к речным долинам – Зап. Двине, Верхней Волге и другие. Ледниковые потоки и лопасти разделялись ледоразделами – возвышенностями с высоким залеганием коренных пород. К таковым относятся Лужская, Судомская, Олонецкая и многие другие. В их пределах мощность морен наименьшая, а некоторые из них вообще не перекрывались льдом, являлись нунатаками (островными возвышенностями среди льда). Максимальное распространение льдов закончилось 17–20 тыс. лет назад, после чего началось таяние ледникового покрова.

Отступление ледников было очень неравномерным и чередовалось с фазами наступания. Особенно это характерно для осташковского оледенения, время существования которого, отличалось резким похолоданием климата. В результате образовалось 6–7 крупных стадильных морен, местами имеющих напорный характер, выделяющихся в рельефе высокими грядами. Одна из последних гряд является конечной грядой осташковского оледенения. В отличие от рельефа московского оледенения, валдайский ледниковый рельеф имеет свежий облик. Множество моренных гряд, холмов, а также озов и камов развито на всей площади бывшего ледникового покрова. На Скандинавском щите располагалась область экзарации – выпахивания, где множество “бараньих лбов”, друмлинов и впадин, занятых в настоящее время озерами.

Морены валдайского оледенения – калининские и осташковские – состоят из темно-серых или красно-белых суглинков и глин, содержащих большое количество крупных валунов и глыб, принесенных из Скандинавии. Встречаются еще более крупные отторженцы ко-

ренных пород. Мощность морен обычно 10–15 м, в краевых грядах она увеличивается до 40–45 м.

У концов краевых морен валдайского оледенения широко развиты флювиогляциальные песчаные отложения, в рельефе образующие обширные зандровые равнины или извилистые озы. Зандры хорошо выделяются, например, в верховьях Волги. Также развиты озерно-ледниковые осадки, слагающие камы, и озерные глины, часто ленточные, образовавшиеся в многочисленных озерах, существовавших у края ледникового покрова. Возраст отложений определен по фауне млекопитающих, а также радиоуглеродным методом: калининское оледенение было 75 тыс. лет назад, осташковское 30–20 тыс.

Южнее границы валдайского оледенения зандровые отложения постепенно замещаются перигляциальным аллювием верхних частей I и II надпойменных террас. На водоразделах продолжали накапливаться лессовидные суглинки.

**Средневалдайский**, или молодого-шекснинский, горизонт формировался между двумя оледенениями в период от 50 до 30 тыс. лет назад. Он объединяет аллювиальные, аллювиально-озерные и болотные отложения. Аллювиальные отложения широко развиты в долинах всех рек, где слагают нижние части их первых надпойменных террас, содержащие остатки теплолюбивой растительности. В долине р. Москвы терраса называется *серебряноборской*, ее высота – 8–12 м. Озерные и болотные осадки, представленные преимущественно глинами и торфом мощностью 10–20 м, залегают между двумя моренами – калининской и осташковской. Они распространены на севере в пределах обширных древних озерных впадин.

Во время молодого-шекснинского межледниковья повсеместно формировались почвы, развитые на морене калининского оледенения, лессовидных суглинках того же возраста и других отложениях. Их возраст от 23 до 30 тыс. лет. Они содержат остатки флоры, свидетельствующие о климатических условиях, близких к современным. Однако в почвах много следов мерзлоты, образовавшейся во время последующего осташковского оледенения. С этими почвами связаны верхнепалеолитические стоянки человека. Одной из таких стоянок является всемирно известная верхнепалеолитическая стоянка Сунгирь, находящаяся на восточной окраине г. Владимира, в долине ручья Сунгирь, недалеко от его впадения в р. Клязьму. В культурном слое стоянки, приуроченном к погребенной почве, найдено несколь-

ко тысяч каменных орудий и орудий из кости, рога северного оленя и бивня мамонта. Здесь же найдены украшения и поделки из раковин, клыков хищников, костей и др. Костные остатки ископаемой фауны свидетельствуют о том, что главными объектами охоты обитателей стоянки были северные олени, лошади, песцы, мамонты и многие другие животные, характерные для верхнепалеолитического комплекса млекопитающих. Возраст стоянки, определенный по радиоуглеродному методу, от 22500 до 25000 лет, указывает на средневалдайское межледниковье. Кроме стоянки Сунгирь известны еще десятки позднепалеолитических стоянок в центральной части Русской равнины (см. рис. 58).

На побережье северных морей к межледниковому средневалдайскому горизонту относятся морские пески и глины.

## 19.2. Внеледниковая область

Внеледниковая область начинается непосредственно к югу от ледниковой. Четко выраженной границы в рельефе между ними нет. Условно она совпадает с границей распространения ледниковых отложений максимального оледенения. На западе эта область примыкает к Карпатам, на востоке к предгорьям Урала. На юге она распространяется до побережий Черного, Азовского и Каспийского морей и предгорий Кавказа.

В рельефе внеледниковой области выделяется несколько крупных возвышенностей: Среднерусская (южный склон), Приволжская, Волыно-Подольская, Донецкий кряж и другие, абсолютная высота которых 200–400 м. Возвышенности разделены низменностями, к которым приурочены крупные речные долины Днестра, Днепра, Дона, Волги и их многочисленных притоков. Наиболее крупные низменности – Причерноморская и Прикаспийская, абсолютные отметки последней ниже 0. Все возвышенности и низменности представляют собой новейшие тектонические поднятия и прогибания.

В пределах внеледниковой области развиты различные по генезису отложения, которые залегают на неровной поверхности коренных пород. В долинах рек это аллювий, слагающий разновозрастные террасы, на побережьях морей – морские и аллювиально-морские отложения, на возвышенностях и их склонах – элювиальные, делювиальные, коллювиальные и эоловые. Кроме того, встречаются болот-

ные и озерные отложения. Возраст их – от эоплейстоцена и раннего плейстоцена до голоцена.

Несмотря на то, что во внеледниковую область ледники не распространялись, влияние их сказывалось на всей природе области и строении ее четвертичного покрова. На площади, непосредственно примыкающей к покровам льда, устанавливались условия, которые получили название *перигляциальных*. Это условия с отрицательными среднегодовыми температурами, с развитием многолетней мерзлоты, с преобладанием антициклонального климата, эпизодическим выпадением атмосферных осадков, с разрозненным растительным покровом и холододлюбивой фауной. Перигляциальная растительность включала лесные, тундровые и степные формы, свидетельствующие о холодном сухом климате. В холодных условиях развивались криогенные процессы: промерзание отложений и морозное растрескивание пород, заполнение трещин льдом, сезонное оттаивание грунта и течение его по склонам с образованием солифлюкционных отложений с криотурбациями – своеобразными текстурами завихрения и пучения. Во время оледенений ветры, дующие с ледниковых покровов, развеивали морены и флювиогляциальные отложения, выносили массу пыли далеко к югу, где она осаждалась, давая мощные толщи лессов.

Поскольку границы ледниковых покровов с каждым оледенением отступали к северу, вместе с ними перемещалась и перигляциальная зона. Во время максимального днепровского оледенения перигляциальная зона распространялась почти до побережий Черного и Каспийского морей; во время последнего оледенения ее южная граница проходила на широте г. Киева. На всей этой территории широко развиты лессы и лессовидные суглинки, в отложениях сохранились криотурбации, морозные клинья, пыльца перигляциальной растительности и фауна северного типа.

**Эоплейстоценовые отложения.** Наиболее древние четвертичные отложения внеледниковой области – эоплейстоценовые – имеют возраст от 1670 до 780 тыс. лет. Они подразделяются на нижне- и верхнеэоплейстоценовые, а затем на целый ряд горизонтов, соответствующих теплым и холодным эпохам. По генезису среди отложений выделяются аллювиальные, аллювиально-морские (лиманные), морские и полигенные образования. К ним приурочены остатки млекопитающих одесского и таманского комплексов.

Аллювиальные отложения слагают древние долины, в настоящее время погребенные (Сал, Дон и др.). Они представлены русловыми и пойменными осадками, песками, глинами и суглинками мощностью 10–20 м. Найденные в нижних частях аллювия остатки фауны таманского комплекса (мастодонты, слоны, верблюды, лошади и др.) свидетельствуют о ландшафтах саванного типа. В верхних частях аллювиальных свит фауна более холодная.

Аллювиальные отложения к югу замещаются аллювиально-морскими или лиманными осадками – песками и глинами, содержащими солоноватоводную и пресноводную фауну моллюсков, – а затем морскими. Особенно широко морские эоплейстоценовые осадки развиты в Прикаспии и Причерноморье.

К эоплейстоценовым отложениям внеледниковой области относятся покровные образования, называемые *скифскими глинами*. Они широко распространены на высоких междуречных пространствах юга Русской равнины, залегая плащеобразно на коренных породах или эоплейстоценовом аллювии, и, в свою очередь, перекрываются плейстоценовыми лессами. Окраска глин пестроцветная (красновато-бурая, желто-зеленая, серая, зеленая), они неслоисты, в них встречаются линзы песков, много карбонатных и марганцево-железистых образований. В глинах прослеживаются 3–4 погребенных почвенных горизонта, образованных в условиях переменного и жаркого климата. В.В. Докучаев, впервые выделивший эти отложения, считал их полигенными, в образовании которых принимали участие эоловые, делювиальные, аллювиальные и другие процессы. Возраст глин от 1700 до 800 тыс. лет. Их верхняя часть может относиться к нижнему плейстоцену, так как содержит фауну, близкую к тираспольскому комплексу и имеет возраст до 420 млн. лет.

Эоплейстоценовые покровные образования широко развиты в юго-восточной части Русской равнины, в Среднем Поволжье и Заповолжье. Они представлены *сыртовой толщей* (от тюрк. сырт – уплощенные водораздельные возвышенности), состоящей из плотных буро-шоколадных или серовато-бурых глин. В них большое количество кварцевых зерен и рассеянного гипса. Залегают они как на водоразделах, так и в понижениях рельефа на коренных породах. Их мощность 10–15 м.

**Плейстоценовые отложения.** Среди них выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего звеньев. В каждом звене выделяются

горизонты отложений, образовавшиеся в теплые межледниковые эпохи и холодные, соответствующие времени оледенений в северной половине Русской равнины. В теплые эпохи формировались аллювиальные, озерные, болотные отложения, морские осадки, почвы. В холодные эпохи шло формирование, главным образом, аллювия и покровных образований – лессов и лессовидных суглинков.

**Аллювиальные отложения.** Среди четвертичных отложений для стратиграфии наиболее важными являются аллювиальные, так как они содержат различную фауну, остатки материальной культуры человека, на основании которых определяется возраст отложений. Кроме того, они слагают террасы, позволяющие использовать для датировки отложений и геоморфологический метод.

В то время как в северной части Русской равнины, покрытой льдом, реки не текли, на юге речные долины существовали и в ледниковые и межледниковые эпохи, и в них формировался аллювий. Аллювий слагает террасы рек, количество которых во всех долинах примерно одинаково – 5–6. На отдельных участках, где реки прорезают молодые растущие поднятия, появляются дополнительные локальные террасы врезания.

Аллювий, слагающий террасы, неодинаков по условиям образования. В нем выделяются две свиты. Нижняя, как правило, более мощная (10–20 м) и более грубая (гравийные пески с галькой) отлагалась в теплой климатической обстановке, соответствующей межледниковью. Об этом свидетельствуют находимые в этой части аллювия разных рек теплолюбивая фауна и флора. Верхняя свита, менее мощная (5–6 м и меньше) и менее грубая (пески, супеси) накапливалась в холодных, местами перигляциальных климатических условиях, соответствующих оледенению, что подтверждается нахождением в ней холодолюбивых форм фауны и флоры. Таким образом формирование аллювия каждой террасы охватывало теплую и холодную эпохи (рис. 68). Обычно аллювий I-й, самой низкой террасы речных долин, формировался во время молодого-шекснинского межледниковья и осташковского оледенения, т.е. датируется второй половиной позднего плейстоцена. Высота террасы измеряется первыми метрами, реже достигает 12–15 м. Аллювий II-й террасы относится к микулинскому межледниковью и калининскому оледенению, т.е. к первой половине позднего плейстоцена. Ее высота в долинах рек 15–20 м. Аллювий III-й и IV-й террас высотой 25–30 и 40–45 м сформи-



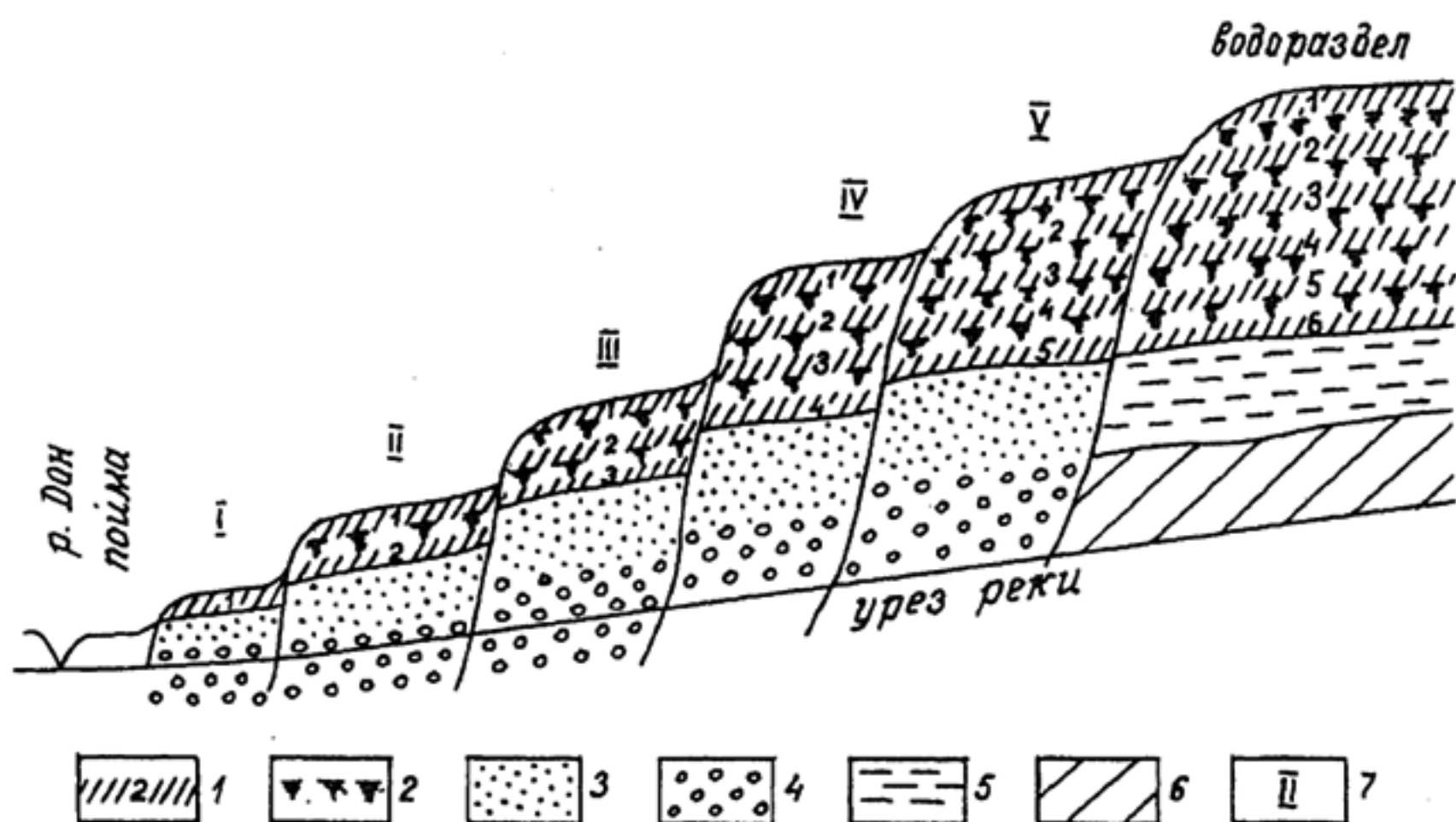


Рис. 68. Схема залегания и строения покровных горизонтов на водоразделе и террасах долины р. Дон (по Ю.М. Васильеву).

1 - лессовые горизонты, соответствующие эпохам оледенения (1 - осташковской, 2 - калининской, 3 - московской, 4 - днепровской, 5 - окской, 6 - донской); 2 - погребенные почвы, соответствующие межледниковым эпохам; 3 - аллювий верхних холодных свит; 4 - аллювий нижних теплых свит; 5 - эоплейстоценовые отложения; 6 - коренные породы; 7 - номера террас

рован в среднем плейстоцене, соответственно в одинцовскую межледниковую и московскую ледниковую эпохи и в лихвинскую и днепровскую эпохи. Возраст аллювия V-й террасы, высота которой 50–60 м и более, является раннеплейстоценовым и охватывает беложежскую и окскую эпохи.

В долине реки Волги в ее среднем и нижнем течении, а также в низовьях ее крупных притоков отмечается всего 3–4 террасы, так как нижне- и отчасти среднеплейстоценовый аллювий перекрыт более молодыми, в том числе морскими каспийскими отложениями и находится ниже современного уреза реки. Это объясняется тем, что в раннем и начале среднего плейстоцена во время оледенения уровень Каспийского моря, являющегося базисом эрозии Волги, был очень низок и река врезала свое русло на значительную глубину. В последующие эпохи, когда уровень моря поднялся, река начала аккумулировать отложения, которые и перекрыли более древний аллювий (см. рис. 63). Древний нижнеплейстоценовый аллювий Волги образует так называемую *венедскую свиту*, сформированную в беложежскую

межледниковую эпоху; она залегает на глубине до 70 м от современного русла и перекрывается среднеплейстоценовой *кривичской свитой* аллювия, выполняющей древнюю долину р. Волги, ширина которой ниже г. Ульяновска составляла 40 км. В аллювии кривичской свиты найдены остатки млекопитающих хазарского фаунистического комплекса, свидетельствующие о теплых условиях лихвинского межледниковья.

Разновозрастный аллювий всех крупных рек имеет пестрый фациальный состав. Помимо основных галечно-гравийно-песчаных отложений русловой фации, присутствуют глинистые, часто с торфом, осадки старичной фации и супесчано-суглинистые осадки пойменной фации. В основании аллювия почти всегда выделяется более грубым составом – галечником, иногда с валунами – базальный горизонт.

Вверх по течению рек Дона, Волги и их притоков аллювиальные отложения средне- и позднеплейстоценового возраста переходят во флювиогляциальные соответствующего возраста, а вниз по течению к побережьям морей – Азовского и Каспийского – в лиманные и морские осадки. Лиманные осадки – глины, содержащие как пресноводные, так и морские формы моллюсков, обнажаются в обрывах почти всех террас Дона и Волги. Сверху аллювий всех террас перекрывается субэральными отложениями – делювиальными или золовыми. С этими отложениями или верхней частью аллювия террас очень часто связаны и палеолитические стоянки древнего человека и остатки фауны разновозрастных фаунистических комплексов – тираспольского, хазарского, сингильского. Особенно многочисленны палеолитические местонахождения в долинах крупных рек – Дона, Кубани, Волги и других (см. рис. 58), а также на северном побережье Азовского моря.

Примером археологического памятника является верхнепалеолитическая стоянка “Костенки”, находящаяся на правом берегу р. Дон в 40–50 км южнее Воронежа, открытая еще в конце XIX века и наиболее полно изученная к настоящему времени. Несколько стоянок обнаружено в верхних частях отложений второй и первой надпойменных террас (рис. 69). Культурные слои, содержащие разнообразные поделки из камня и кости, погребения верхнепалеолитического человека, остатки жилищ, приурочены к гумусированным прослоям – древним почвам. Фауна, находящаяся в культурных слоях стоянок,

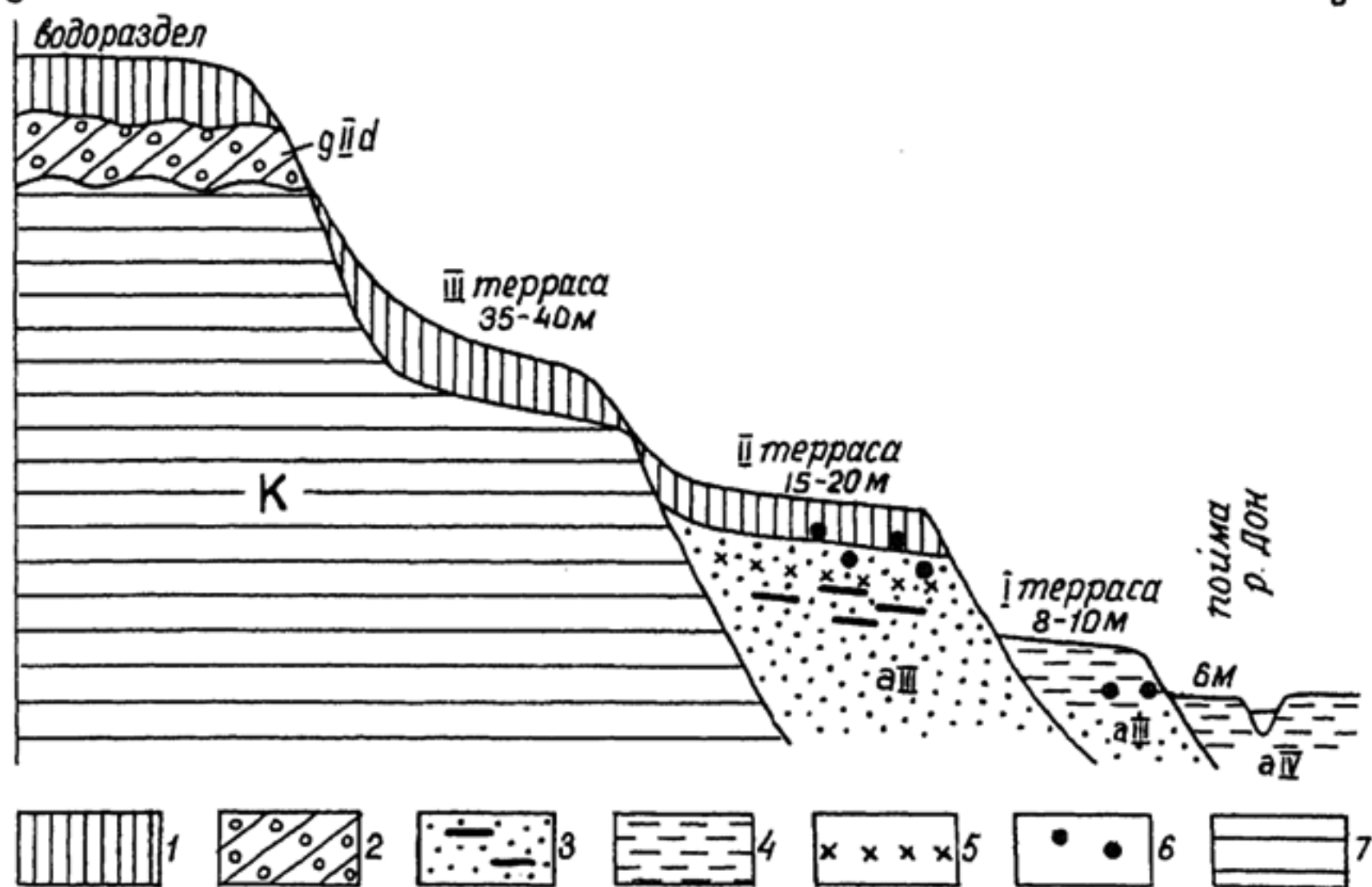


Рис. 69. Схема геологического строения правого склона долины Дона в районе стоянки Костенки (по Г.И. Лазукову).

1 - лессовидные суглинки; 2 - морена днепровского оледенения; 3 - аллювий русловой, местами с гумусовыми прослоями; 4 - аллювий пойменный; 5 - прослой пепла; 6 - культурные остатки верхнепалеолитической стоянки; 7 - коренные (меловые) породы

представлена многочисленными видами верхнепалеолитического комплекса млекопитающих. Среди них: благородный олень, кабан, бобры, сайгаки. В верхних слоях найдены кости песцов, овцебыков и северных оленей, свидетельствующие о том, что теплый, благоприятный для человека климат сменился более холодным. Такую же смену климатических условий показывают споропыльцевые спектры.

**Субаэральные отложения.** К этому типу отложений относятся *лессы* и *лессовидные суглинки*. Лессы имеют целый ряд признаков, свидетельствующих об их эоловом генезисе (см. гл. 12). Это легкий пылеватый состав, отсутствие крупных включений и слоистости, характерной для водных отложений, высокая пористость. Кроме того, лессы способны держать вертикальные стенки, они карбонатны, в них встречаются известковые конкреции причудливой формы, называемые "журавчиками". Характерен палевый (серовато-желтый)

цвет лессов. Часто за счет перемива и переотложения лессов образуются лессовидные суглинки. В зависимости от интенсивности переотложения лессовидные суглинки могут быть золово-делювиальными, делювиальными или пролювиальными.

С высокой пористостью лессов и лессовидных суглинков связана их водопроницаемость и способность давать просадки при увлажнении. При этом на поверхности образуются плоские бессточные понижения разных размеров и глубиной до 2 м, называемые "степными блюдами". Просадочность – очень неблагоприятное свойство, затрудняющее строительство на лессах.

Лессы залегают на водоразделах и склонах возвышенностей и поверхностях террас, образуя покровные толщи мощностью в несколько десятков метров. В них горизонты лессов чередуются с горизонтами погребенных почв. Причем границы почв с лессами совершенно не нарушены, не имеют следов размыва, что еще раз говорит в пользу золowego происхождения лессов. Они образовались в эпохи оледенений, что доказывается содержащимися в них холодолюбивой растительностью тундрового типа и остатками фауны, в частности моллюсков, а также следами мерзлоты в виде мерзлотных трещин и криотурбаций.

Образование почв происходило в теплые межледниковые эпохи, когда прекращался интенсивный вынос пыли из ледниковых областей. Почвы выделяются своим более темным цветом среди палевых лессов, их мощность от 0,5 до 2 м. Среди них встречаются различные зональные типы в зависимости от того, какой климат и ландшафт существовали в данном районе. Особенно хорошей сохранностью отличаются почвы, образовавшиеся в начале позднего плейстоцена в микулинское межледниковье. В центральной части Русской равнины они представлены лесными, к югу сменяющимися лугово-черноземными типами. Почвы обычно содержат пыльцу и семена широколиственных пород и фауну теплолюбивых моллюсков, обитающих сейчас в лесной, лесостепной или в более южных зонах.

Лессы вместе с погребенными почвами представляют важный для стратиграфии комплекс отложений. На их расчленении и корреляции с оледенениями строится стратиграфия четвертичных отложений южных внеледниковых районов. На высоких древних водоразделах и террасах сохраняется комплекс лессов и разделяющих их почв, синхронных всем холодным (перигляциальным, ледниковым) и теплым

(межледниковым) эпохам. Причем, чем древнее терраса, тем больше количество горизонтов лессов и почв в залегающем на ее поверхности лессовом комплексе (см. рис. 68). Наиболее изучены толщи лессов южных районов России и соседней Украины, где их мощность более 50–60 м. Здесь имеется около 100 хорошо изученных разрезов. Применение радиоуглеродного и термолюминисцентного методов позволило определить абсолютный возраст всех выделенных лессовых и почвенных горизонтов.

**Голоценовые отложения** широко развиты на всей территории Европейской части России. Наиболее распространены аллювиальные, морские, озерные и фитогенные (болотные) отложения, а также почвы. Многие отложения хорошо изучены и датированы радиоуглеродным методом.

**Фитогенные (болотные) отложения** широко развиты в Северной и Центральной частях Русской равнины, в областях распространения московского и валдайского оледенений, особенно в краевых их частях. Морены служат водупором для поверхностных и грунтовых вод. В условиях слабого поверхностного стока, часто вызываемого подпруживанием растущими поднятиями, образуются застойные условия, в которых формируются болотные отложения. Примером такой обстановки широкого развития болот является Мещерская низменность в Рязанской области. Болотные отложения образуются также при зарастании озер, которых много в областях оледенений. К известным болотам относятся Шуваловское в Ленинградской области, Берендеево в Московской области и др.

Болотные отложения представлены различными типами торфа разной степени разложения: тростниковым, осоковым, древесно-тростниковым в низинных болотах и преимущественно древесно-сфагновым в верховых болотах. Мощность торфа составляет 3–4 м, реже 10–12 м. В основании торфа, если он образован при зарастании озер, залегают озерные пески, мергели, сапропели мощностью 1–2 м.

Болотные отложения имеют особое значение для стратиграфии четвертичных отложений и восстановления палеогеографических условий. По составу растительности и ее смене в разрезах торфяников определяется изменение климата. Установлено, что в среднем голоцене (7000–5000 лет) был климатический оптимум (самое теплое время) с наибольшим распространением широколиственных пород в

центральной части Русской равнины. Кроме того, в торфяниках известны находки мезо- и неолитических стоянок (Берендеево и др.).

**Аллювиальные отложения** развиты во всех речных долинах, где они слагают пойму и русла рек. У крупных рек – Волги, Дона, Оки и др. – пойма достигает нескольких километров ширины, а мощность аллювия, по данным бурения, составляет 10–20 м. Нижние его части сложены русловыми гравийно-песчаными отложениями, а верхние – супесями, тонкозернистыми песками, суглинками. Выделяются субфации прирусловых валов, сложенные крупнозернистыми песками.

В центральных частях поймы часто присутствуют илистые с торфом субфации пойменных разливов или старичной фации.

**Морские осадки.** На протяжении голоцена уровень Балтийского, Белого, Баренцева и др. морей неоднократно изменялся. Отмечается несколько трансгрессий и регрессий, о чем свидетельствует переслаивание морских осадков с континентальными, в частности с торфяниками. На колебание уровня Балтийского моря влияли не только изменения влажности, но и изостатическое поднятие Фенноскандии, освободившейся от давления ледниковых покровов, а также тектонические поднятия и опускания побережья. Вследствие этого раннеголоценовые морские осадки залегают то ниже современного уровня моря, то возвышаются над ним до 40 м.

При регрессиях и понижении уровня Балтийского моря прерывалась его связь с мировым океаном, что приводило к опреснению бассейна и появлению в осадках бореальной фауны. В трансгрессивные эпохи связь с океаном возобновлялась, море вновь становилось солоноватым. По развитию видов моллюсков названы стадии Балтийского моря: *иольдиевое* и *анцилловоe* (ранний голоцен), *литориновоe* (средний голоцен).

На побережье северных арктических морей морские голоценовые осадки слагают террасы, высота которых последовательно уменьшается с запада с Кольского полуострова, где особенно интенсивны современные восходящие движения, к востоку к Карскому морю с 20–30 м до 4–5 м. Осадки содержат морскую фауну современного облика, а также датируются археологическими памятниками – поселениями мезо- и неолита, эпохи бронзы, а также радиоуглеродным методом.

**Почвы.** Почвенный покров Европейской части России формируется в настоящее время. Он представляет собой разнообразное соче-

тание почв, тип которых определяется климатическими условиями, составом материнских пород, положением в рельефе.

На севере тундры в условиях повышенной обводненности широкое развитие имеют *болотные* почвы. На относительно сухих участках, сложенных глинами и суглинками, развиты *тундрово-глеевые* оподзоленные почвы. Для всех почв характерны криотурбации – нарушения мерзлотными процессами.

Южнее в таежно-лесной зоне наряду с болотными развиты зональные почвы: *подзолистые, дерново-подзолистые, торфяно-подзолисто-глеевые*. В лесной зоне, где широко развиты моренные суглинки и зандровые пески, перекрытые пылеватыми суглинками, формируются две группы почв: в условиях затрудненного дренажа на суглинистых породах *дерново-подзолистые*, на речных поймах – *аллювиальные*, часто оглеенные почвы.

В лесостепных зонах на покровных лессовидных суглинках, перекрывающих древние морены, развит широкий спектр зональных почв. Главными из них являются *серые лесные и северные черноземы*.

Для южных степных зон с очень низкой влажностью и отсутствием промываемости почв характерны южные *черноземы*, отличающиеся от северных более мощным гумусовым горизонтом. На приморских равнинах, сложенных лиманно-морскими осадками, развиты засоленные *лугово-каштановые* почвы, часто с солончаками. На заболоченных участках в устьях рек (плавнях) формируются *болотные* почвы.

В самой южной части Европейской России в полупустынной зоне Прикаспийских равнин, сложенных четвертичными морскими глинами, основным типом почв являются *светло-каштановые*, реже *бурые* в сочетании с солончаками.

### **19.3. Морские осадки и колебания уровня Черного и Каспийского морей.**

На побережьях Черного и Каспийского морей развиты морские осадки различного возраста. Они свидетельствуют о том, что уровень морей на протяжении четвертичного периода испытывал колебания: то опускался, и происходила регрессия, то поднимался, и наступала трансгрессия.

**Таблица 5. Соотношение трансгрессий и регрессий Черного и Каспийского морей с оледенениями и межледниковьями (по П.В.Федорову, 1978)**

Горизонт	Черное море	Каспийское море
современный	регрессия	регрессия
	нимфейская*	
	регрессия	новокаспийская
	новочерноморская	регрессия
верхневалдайский (осташковский)	регрессия	позднехвальнская
средневалдайский (молого-шекснинский)	позднекарангатская	регрессия
нижневалдайский (калининский)	регрессия	раннехвальнская
		регрессия
микулинский	раннекарангатская	позднехазарская
		регрессия
московский	регрессия	раннехазарская
одинцовский	узунларская	
днепровский	регрессия	
лихвинский	древнеэвксинская	
окский	регрессия	
беловежский	чаудинская	бакинская
донской		

\* Здесь и ниже названиями обозначены трансгрессии

Трансгрессии и регрессии Черного моря, как и всего океана и связанных с ним морей, полностью обусловлены климатом: трансгрессии происходили в межледниковья, а регрессии – в эпохи оледенения (табл. 5). В Каспийском море такая связь наблюдалась лишь в первой половине четвертичного периода, а затем нарушилась. Это объясняется замкнутостью бассейна, отсутствием связи с океаном, кроме того, вследствие сухости климата во всей Прикаспийской об-



ласти в межледниковья резко усиливалось испарение с поверхности моря, чему способствовали также небольшие его глубины в северной половине. Вследствие этого во второй половине четвертичного периода в межледниковья уровень Каспийского моря падал, а в ледниковья повышался, и максимум трансгрессии приходился на конец оледенения, когда интенсивно таяли ледники.

Во время трансгрессий уровень Каспийского моря на несколько десятков метров превышал современный (-27 м), и площадь его бассейна резко увеличивалась, особенно на севере. На западе вдоль долины реки Маныч в Северном Предкавказье воды Каспийского моря неоднократно сбрасывались в Черное море. Об этом говорят развитые в Манычском проливе морские осадки, а также присутствие каспийских форм моллюсков в древних черноморских осадках. В конце позднего плейстоцена связь морей прекратилась из-за низкого уровня воды в Каспийском море и тектонических поднятий в районе Маныча.

Во время черноморских трансгрессий, в отличие от каспийских, уровень Черного моря лишь незначительно, всего на первые метры превышал современный, так как часть морской воды через проливы Босфор и Дарданеллы сбрасывалась в Средиземное море. В то же время существовал и обратный приток теплых и соленых вод Средиземноморья, приводивший к периодическому осолонению Черного моря. Во время регрессий эта связь нарушалась, и Черное море опреснялось за счет притока пресных речных вод Днепра, Дона, Дуная и других рек.

Во время регрессий на освободившейся от моря суше накапливались различные по генезису отложения – озерные, эоловые, пролювиальные, а в долинах рек – аллювиальные, перекрывающие морские осадки предшествующих трансгрессий.

Наиболее древние **эоплейстоценовые** морские осадки известны как в Каспийском, так и Черноморском бассейнах. Это – осадки *апшеронского* яруса Каспия и *гурийские* в Причерноморье, имеющие возраст от 1,7 млн. до 1 млн. лет. Распространение их свидетельствует о значительном увеличении площади бассейна по сравнению с современным. Воды апшеронской трансгрессии распространялись по Прикаспию далеко на север, до г. Камышина на Волге и до г. Уральска на р. Урал, а на востоке по широкому проливу доходили до Арала. На западе все равнинное Предкавказье также находилось под водами моря. В настоящее время апшеронские осадки погребены под

более молодыми и вскрываются скважинами. Они представлены морскими, прибрежно-морскими и лагунными типами. Это глины, алевриты, пески, галечники, ракушечники, мергели, содержащие богатую по видовому составу фауну моллюсков. Мощность отложений колеблется от 100–150 м до 1000–1500 м.

В раннем плейстоцене во время беловежского межледниковья 700–600 тыс. лет назад в Черноморском бассейне происходила *чаудинская*, а в Каспийском – *бакинская* трансгрессии. Осадки Чаудинского моря лучше всего видны на Керченском полуострове Крыма, где они выведены на поверхность вследствие тектонических поднятий. Они слагают нижние части молодых террас и их видимая мощность 5–6 м. Осадки представлены прибрежными фациями: конгломератами, песчаниками, известняками и ракушечниками, содержащими наряду с черноморскими, раковины каспийских видов моллюсков.

Уровень Каспийского моря в бакинскую трансгрессию был на 5–10 м выше современного, и береговая линия также, как и в предшествующую трансгрессию, достигала Камышина и Уральска (рис. 70). Осадки бакинского моря, представленные глинами, песками и галечниками мощностью от 10 до 200 м и более, в настоящее время находятся на различной высоте вследствие интенсивных тектонических деформаций Прикаспия. В северном и северо-западном районах в пределах низменности они опущены до -200 м и перекрыты более молодыми осадками, а по направлению к Кавказу они постепенно поднимаются до 200–250 м над уровнем моря, слагая высокие террасы. Возраст бакинских осадков, определенный различными методами, находится в интервале от 400 до 600 тыс. лет. Во время последующего окского оледенения уровень моря в Каспийско-Черноморском бассейнах упал на 30–50 м ниже современного. Это была регрессия, названная *венедской*. С низким уровнем стояния морей связаны переуглубления в речных долинах, которые затем постепенно заполнились аллювием, в настоящее время погребенным под более молодыми осадками.

В среднем плейстоцене в лихвинское и одинцовское межледниковья в Черном море было две трансгрессии – *древнеэвксинская* и *узунларская*. Им соответствовала *раннехизарская* длительная трансгрессия Каспийского моря. Трансгрессия, происходившая в период лихвинского межледниковья, была обширнее. Днепровское оледене-

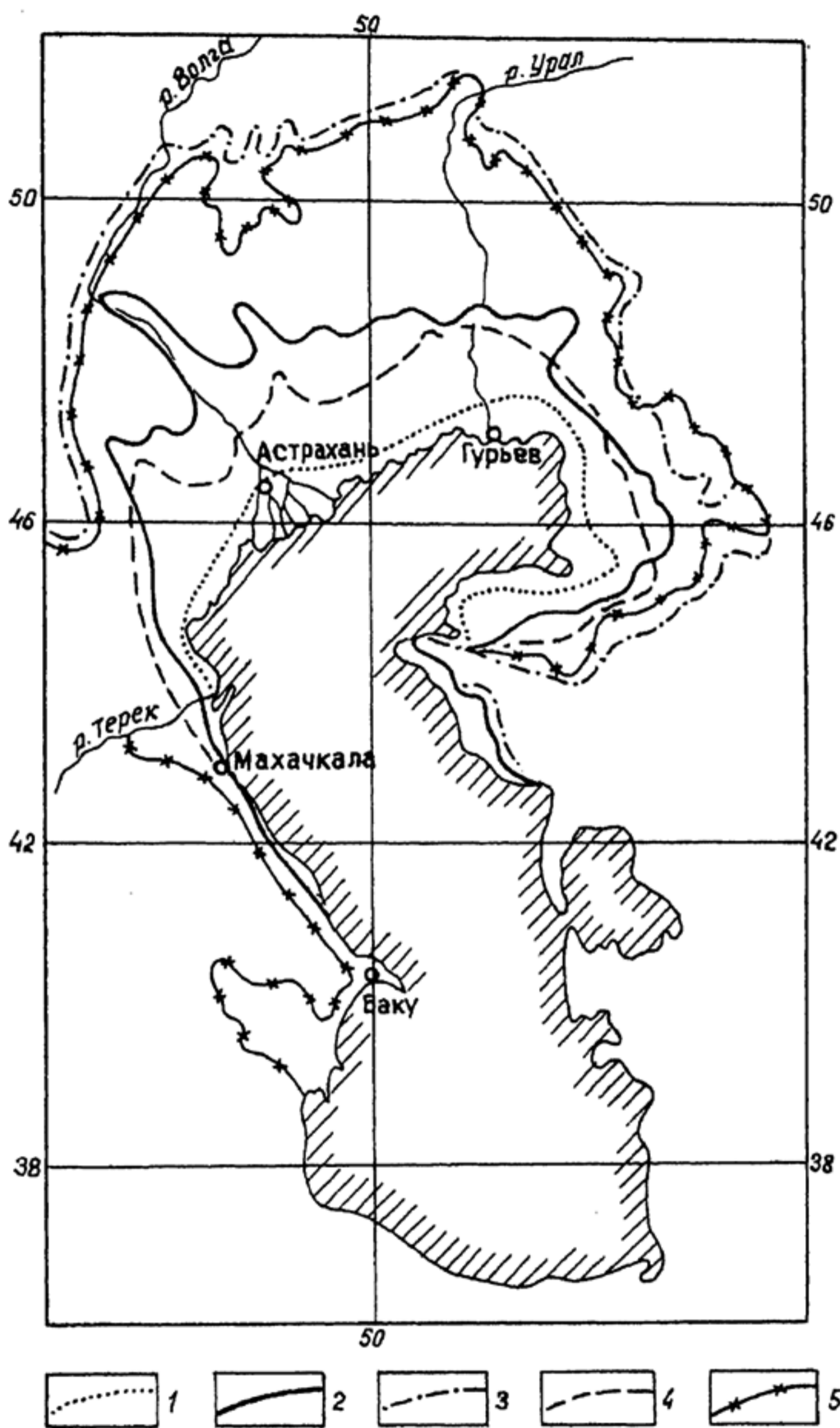


Рис. 70. Границы распространения морских трансгрессий в Прикаспийской впадине: 1 - новокаспийской; 2 - позднехвалынской; 3 - раннехвалынской (максимальной); 4 - позднехазарской; 5 - раннехазарской

ние отмечено понижением уровня морей. Среднеплейстоценовые морские осадки широко распространены по северным берегам Черного и Азовского морей. В устьевых частях рек они замещаются лиманно-морскими отложениями, которые выше по течению рек сочленяются с аллювиальными. Хорошие разрезы древнеэвксинских и узунларских морских осадков находятся на Керченском полуострове Крыма, где они представлены переслаивающимися глинами и песками. Осадки содержат, наряду с черноморскими, большое количество каспийских моллюсков. О существовании течения из Средиземного моря в Черное через Босфорский порог свидетельствуют средиземноморские виды моллюсков, находимые в узунларских осадках, развитых на побережьях Кавказа и Турции.

В Каспийском бассейне начавшаяся в лихвинское межледниковье *раннехазарская* трансгрессия существовала в течение всего среднего плейстоцена с небольшими перерывами в начале днепровского и московского оледенений. В Северном Прикаспии песчано-глинистые нижнехазарские осадки имеют морской, лиманно-морской и дельтовый генезис. Они распространены во всем Нижнем и Среднем Поволжье и обнажаются по берегам Волги и Урала, слагая нижние части речных террас. Сверху они перекрываются аллювиальными песками, содержащими многочисленные остатки крупных млекопитающих хазарского фаунистического комплекса (село Черный Яр на Волге).

В **позднем плейстоцене** имели место новые крупные трансгрессии *ранне-* и *позднекарангатские* в Черноморском бассейне и *позднехазарская* и *хвалынские* в Каспийском море.

В Черноморском бассейне раннекарангатская и позднекарангатская (или сурожская) трансгрессии происходили соответственно в микулинское (110–70 тыс. лет назад) и молодого-шекснинское (50–30 тыс. лет назад) межледниковья. Осадки этих трансгрессий широко развиты по всему побережью Черного и Азовского морей. Они слагают две террасы высотой 15–20 м и 8–10 м, однако на участках, испытывающих прогибание, эти осадки лежат на несколько десятков метров ниже современного уровня моря под более молодыми отложениями. По составу это галечники, пески и глины с обильной морской фауной, в том числе средиземноморской фауной моллюсков. В то же время каспийские виды отсутствуют, так как связь между морями прекратилась.

В конце позднего плейстоцена после карангатских трансгрессий в Черном море была глубокая регрессия (22–11 тыс. лет), соответствующая осташковскому оледенению, когда уровень моря понижался на 80–90 м. Это привело к резкому сокращению его площади. Азовское море было осушено, и дельта Дона располагалась к югу от Керченского пролива. Дельты Дуная и Днепра также продвинулись в море на 200 км от их современного положения.

В Прикаспийском бассейне в начале позднего плейстоцена в микулинское межледниковье после незначительной регрессии отмечалось небольшое и непродолжительное повышение уровня моря, известное как *позднехазарская* трансгрессия. Осадки этого времени развиты немного севернее Астрахани и Гурьева (рис. 70) и представлены прибрежно-морскими и лиманными песчано-глинистыми фациями, слагающими несколько террас. По датировкам раковин моллюсков уран-иониевым методом и электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) возраст трансгрессии определяется интервалом 120–80 тыс. лет.

Во второй половине позднего плейстоцена после незначительной регрессии (*ательской*) началась *хвалынская* трансгрессия Каспия. В ней выделяются две самостоятельные фазы – *ранне-* и *позднихвалынские*, разделенные континентальным перерывом.

Раннехвалынская трансгрессия была самой значительной в Прикаспии (рис. 70). Уровень моря поднялся на 70 м выше современного. Море распространялось намного севернее Волгограда и Уральска. Осадки этого времени, представленные как мелководными песчано-суглинистыми фациями, так и более глубоководными шоколадными глинами, прорезаны современными долинами рек, вследствие чего обнажаются по их берегам. Так, в долинах Волги и Урала они обнажаются в обрывах террасы высотой 20–30 м, залегающей на аллювии (рис. 71). Содержащиеся в осадках фауна и пыльца растительности свидетельствуют о том, что трансгрессия началась и достигла максимума в условиях похолодания и увлажнения климата в конце микулинского межледниковья и начале калининского оледенения. Абсолютный возраст определен в 38 тыс. лет.

Позднихвалынская трансгрессия, имевшая место в эпоху осташковского оледенения, была значительно меньше по своим размерам. Однообразные верхнехвалынские пески и супеси, охарактеризованные комплексом моллюсков, слагают аккумулятивный чехол низких

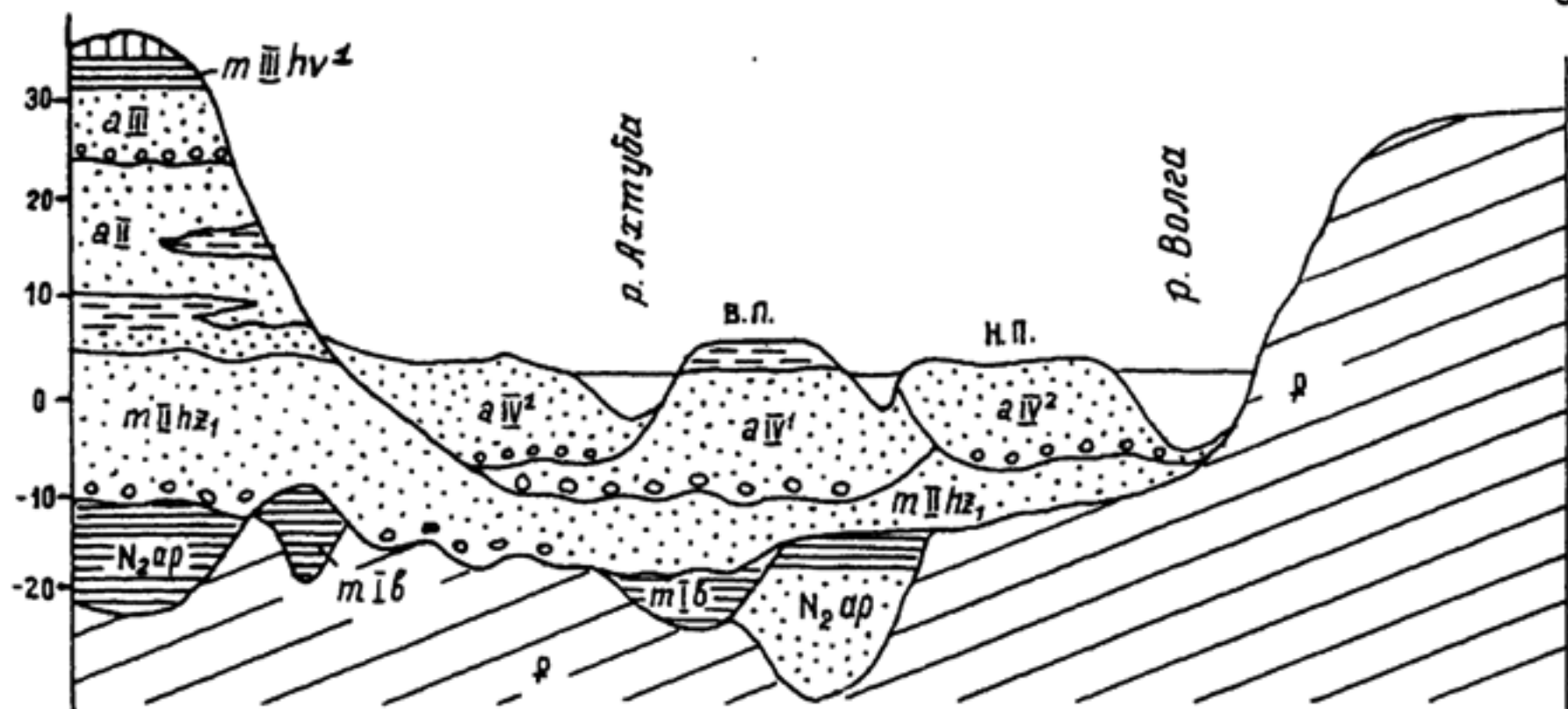


Рис. 71. Залегание морских осадков апшеронского яруса ( $N_2 ap$ ), бакинско-раннехазарской ( $m I b$ ), раннехвалынской ( $m II hz_1$ ), раннехвалынской ( $m III hv^1$ ) трансгрессий в нижнем течении р. Волги (по Г.И. Горецкому с упрощением)

$a II$ ,  $a III$ ,  $a IV$  - разновозрастный аллювий,  $P$  - отложения палеогенового цоколя

морских террас на отметках от 0 до -12 м. Местами верхнехвалыньские пески перевеяны и образуют разнообразные эоловые формы. С береговой линией позднехвалыньского моря были связаны обширные древние дельты Волги и Урала, следы которых в виде системы разветвленных сухих русел хорошо сохранились на равнине Северного Прикаспия.

В начале голоцена после таяния ледников последнего оледенения в *новочерноморскую* трансгрессию уровень Черного моря поднялся более чем на 90 м, превысив современный на 4–5 м. В результате последующих неоднократных колебаний сформировались две низкие террасы высотой 4–5 и 2–3 м. С одним из понижений уровня моря, имевшим место 2,5–2 тыс. лет назад (*фанагорийская* регрессия), были связаны древнегреческие поселения, которые затем в *нимфейскую* трансгрессию были затоплены. В настоящее время происходит повышение уровня моря, вследствие таяния льдов Антарктиды и Гренландии.

В голоцене в *новокаспийскую* трансгрессию уровень Каспийского моря поднимался на 4–6 м. Соответствующие морские осадки развиты вдоль берега Каспия, образуя полосу шириной 20–40 км на абс. отметках около -21 м. Это мелководные пески с прослоями супесей и

суглинков, содержащие голоценовые морские моллюски. Мощность отложений 1,5–2 м. Их возраст составляет 6,5–2 тыс. лет.

Современный Каспий также испытывает колебания своего уровня. С 1929 по 1975 г. он опустился почти на 3 м, вследствие чего встал вопрос о переброске в море вод северных рек. Но с 1978 г. началось быстрое повышение уровня, и сейчас он поднялся более, чем на 2 м, вызывая затопление прибрежных построек. Установлено, что в настоящее время эти колебания уровня Каспия связаны с изменением влажности в его бассейне.

Таким образом, только в эоплейстоцене, раннем и отчасти среднем плейстоцене уровни Черноморского и Каспийского бассейнов испытывали синхронные колебания, далее они развивались асинхронно.

### Четвертичные отложения Кавказа

Кавказский хребет протягивается с северо-запада на юго-восток более, чем на 1600 км, занимая перешеек между Черным и Каспийским морями. Его северный склон, входящий в пределы России, сравнительно пологий и длинный, а южный – крутой и короткий. Центральная часть хребта покрыта снегом и льдом. Здесь до высоты 5000 м поднимаются вершины потухших вулканов – Эльбруса и Казбека. Реки, прорезающие северный склон хребта, относятся к бассейну Черного (Кубань с ее притоками) и Каспийского моря (Кума, Терек, Сулак и их притоки).

В структурном отношении Кавказский хребет – это сложно-построенное новейшее сводово-глыбовое поднятие, состоящее из ряда соподчиненных продольных и поперечных поднятий и прогибов. Северное Предкавказье структурно приурочено к Предкавказскому прогибу. Его южная часть втянута в поднятие Кавказского хребта и в рельефе образует обширную область предгорий – холмистых, куэсто- и платообразных возвышенностей, центральной и крупнейшей из которых является Ставропольская. Северная часть прогиба представляет пологонаклонную, слабо расчлененную равнину.

Новейшая тектоническая структура и соответствующий рельеф Кавказа и Предкавказья в сочетании с климатической зональностью предопределяет распространение, мощности и строение четвертичных отложений. Выделяются горная, предгорная и равнинные области, которые различаются по строению четвертичных отложений. Особенностью четвертичного покрова Кавказа является присутствие в нем вулканогенных образований.

Расчленение четвертичных отложений Кавказа по возрасту основывается преимущественно на климатостратиграфических и геоморфологических методах. Они позволяют увязать ледниковые отложения с аллювиальными, а последние с морскими осадками, датированными фауной моллюсков. Для датировки плейстоценовых отложений важны террасы Кубани, Белой и других рек, с которыми свя-



заны археологические и фаунистические местонахождения. Для некоторых вулканогенных образований определен абсолютный возраст. Все это позволяет выделить в четвертичном покрове Кавказа все возрастные комплексы – от эоплейстоценового до голоценового.

## 20.1. Четвертичные отложения горной области

Постоянный рост гор, активно продолжающийся и в настоящее время, вызывает интенсивное развитие процессов денудации в их пределах. Разрушение происходит под действием ледников (экзарации), речной эрозии и склоновых процессов (осыпания, обваливания). Продукты денудации накапливаются в основном на дне и склонах долин. Это – ледниковые отложения, аллювий и коллювий. Мощность отложений наибольшая в горных впадинах, а также на отдельных участках речных долин в местах их подпруживания растущими поднятиями.

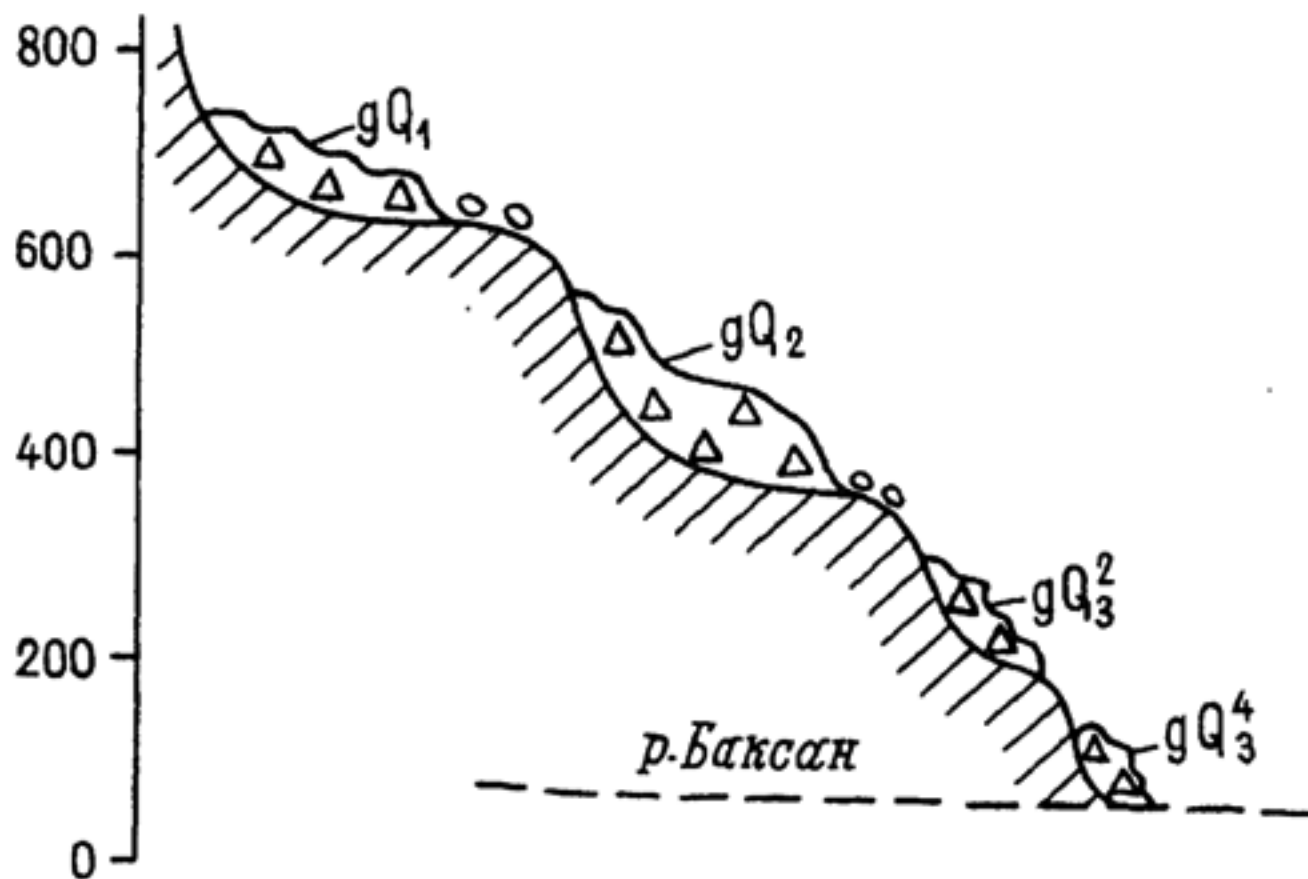
**Ледниковые отложения.** На Кавказе выделены морены, относящиеся к шести ледниковым эпохам, сопоставляемым с оледенениями Русской равнины. Морены увязываются с аллювием речных долин.

Самые древние на Кавказе морены сохранились в центральной части северного его склона на Чегемском нагорье. Валунная толща мощностью до 80 м залегает здесь на плиоценовых лавах, поэтому в составе валунов преобладают обломки эффузивных пород. Грубова- лунные образования этого оледенения сохранились на водоразделах многих рек северо-западного Кавказа, а также на востоке в бассейне р. Терек, где они залегают на абс. высоте от 2500 до 3500 м. Это оледенение, названное *чегемским*, относится к *эоплейстоцену*.

Морены *раннеплейстоценового* оледенения – *эльтюбинского* (по селу Эльтюби в долине р. Чегем (Милановский, 1966) – известны в высокогорной зоне Северного Кавказа. Это – верхняя из трех морен, залегающих на дне древних трогов в верховьях Чегема, Баксана, Терка и других рек (рис. 72). В составе морен суглинки с включением глыб и слабоокатанных валунов лав, гранита, известняка и других пород. Мощность морен от 5 до 20 м.

Морены *среднеплейстоценового* оледенения, названного Е.Е. Милановским *терским*, развиты во всех крупных долинах рек северного склона Кавказа и на их водоразделах. Почти повсеместно выделяют-

Рис. 72. Положение разновозрастных морен в верховьях долины р. Баксан (по Е.Е. Милановскому)



ся две морены, сопоставимые с моренами днепровского и московского оледенений севера Русской равнины, причем наиболее древняя морена имеет полупокровное залегание, а более молодая – долинное. Ледники спускались до абс. отметок 1000 м, остатки морен находятся на высоте 400–600 м над руслами рек. Они сложены несортированными валунными суглинками мощностью в первые десятки метров. В долине р. Терек хорошо сохранились конечно-моренные гряды высотой 200–250 м. Здесь же морены двух среднеплейстоценовых оледенений разделены вулканогенно-осадочной толщей с озерными фациями, которые по возрасту сопоставляются с одинцовскими межледниковыми отложениями Русской равнины.

Морены *позднеплейстоценового* оледенения, *безенгийского*, по Е.Е. Милановскому, вложены в более древние. Это оледенение имело горно-долинный характер, по своим размерам оно не уступало среднеплейстоценовым, а по отдельным долинам ледники спускались ниже среднеплейстоценовых, оставив морены на абс. отметках 650–700 м.

В моренах выделяются два самостоятельных возрастных комплекса (рис. 72), каждый из которых состоит из нескольких (до 5–8) стадиальных морен, вложенных или наложенных друг на друга. Особенно широко эти морены развиты в верховьях Теберды и Кубани. Здесь они разделены озерными песками, диатомитами и аллювиаль-

ными галечниками, накопившимися в межстадиальные, а также в межледниковую эпоху, сопоставимую со средневалдайской Русской равнины. Мощность морен от 30–40 м до 70 м. Ранний комплекс морен более протяженный, имеет сглаженный рельеф, в их составе преобладает валунный суглинок. Более молодые морены лучше сохранили первоначальный холмисто-западинный рельеф, содержат больше крупных валунов. Хорошо выражены валы боковых морен, которые ниже сливаются с конечными, образуя подковообразные гряды высотой до 200–300 м.

Самые молодые морены – *голоценовые* – залегают в верховьях долин, в современных трогах, цирках и карах. Они имеют бугристый рельеф, не задернованы, состоят из скопления обломков пород, слагающих цирки и кары. Их мощность 15–20 м. В голоцене на фоне общего продолжающегося сокращения оледенения в отдельные периоды наблюдалось наступание ледников. В результате они продвинулись вниз по долинам на 1–2 км. Одна из таких последних подвижек, оставившая напорные морены, происходила в XVI–XIX веках (стадия Фернау).

**Флювиогляциальные отложения** лучше всего сохранились у концов верхнеплейстоценовых и голоценовых морен в верховьях Кубани и Теберды. Они слагают долинные зандры, сложенные плосортированными грубослоистыми валунными галечниками с прослоями и линзами песчано-гравийного материала.

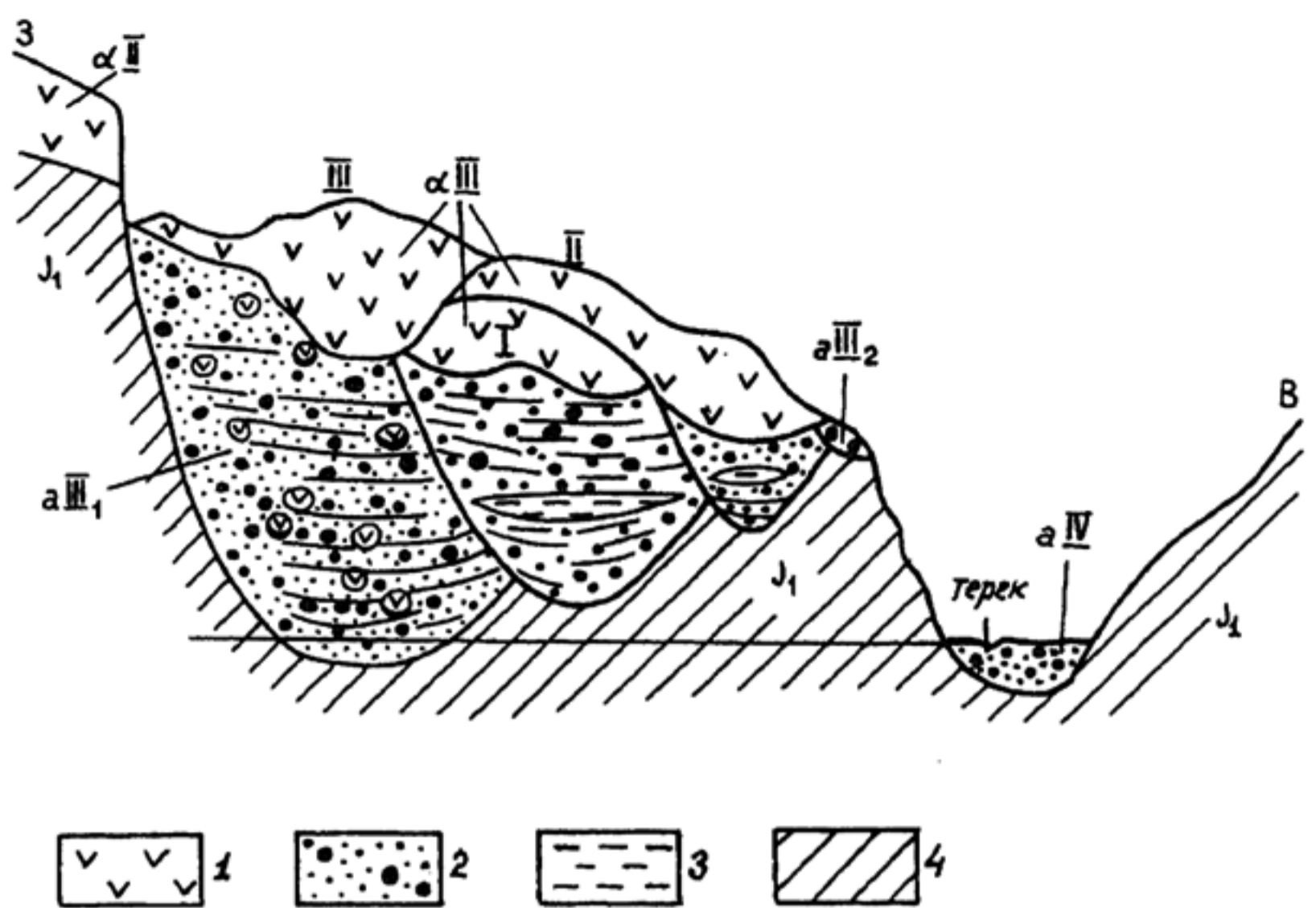
**Аллювиальные отложения** в горной части Большого Кавказа развиты локально, преимущественно во впадинах. Ранне- и среднеплейстоценовый, а местами и эоплейстоценовый аллювий, слагает фрагменты высоких (200–350 м) террас. Выделяются одна раннеплейстоценовая и две среднеплейстоценовые региональные террасы, сопоставляемые с одновозрастными моренами. На тектонически поднимающихся участках они осложняются локальными террасами вреза. Аллювий грубый, галечно-валунный, перекрытый коллювием, а местами лавами или моренами. Его мощность – первые метры.

Более широко развит позднеплейстоценовый и голоценовый аллювий, слагающий низкие террасы. В узких участках долин, где происходит поднятие и врезание рек, аллювий маломощный, он поднят и залегают на цоколе из коренных пород. В условиях относительных прогибаний во впадинах террасы снижаются, становятся аккумулятивными, мощность аллювия возрастает. В верховьях многих

рек – Кубани, Теберды и др. – он замещает вниз по течению разновозрастные флювиогляциальные отложения, от которых отличается лучшей сортированностью и окатанностью материала. Для него характерен разнообразный фациальный состав. Наряду с грубой русловой фацией, во впадинах выделяются отложения пойменной фации, субфаций разветвленных русел, протоков, прирусловых отмелей и т.д. Кроме того он отчетливо дифференцирован по динамическим фазам, что можно видеть в разрезах террас. Основные части аллювия во впадинах относятся к констративной фазе, когда происходила аккумуляция. Это линзовидные ритмично слоистые галечники сероватобурового цвета с песчано-суглинистым заполнителем, мощностью до 20–30 м. Верхние части аллювия относятся к перстративной фазе. Аллювий представлен серыми рыхлыми промытыми галечниками мощностью от 0,5 до 2 м. Сверху местами залегают пойменные супесчано-суглинистые осадки, мощностью 0,5–1 м, а также пролювиальные или делювиальные отложения. В долинах, берущих начало со склонов Эльбруса и Казбека, в составе аллювия преобладает перемытый эффузивный материал. Кроме того, лавовые потоки перекрывают аллювий. Так, в долине Терека ниже с. Казбеги позднеплейстоценовый аллювий, выполняющий древние поднятые вложенные друг в друга долины, последовательно перекрывается тремя генерациями андезитовых лав (рис. 73).

На многих участках речных долин на протяжении всего четвертичного периода существовали условия подпруживания, вызванные тектоническим поднятием отдельных блоков, пересекаемых реками. Вследствие этого здесь накопились мощные разновозрастные отложения. Примером является Верхне-Терская впадина перед Дарьяльским блоком, в которой накопилось 400 м разновозрастных аллювиальных, флювиогляциальных, озерных и ледниковых отложений. Аналогичные условия существовали в верховьях Кубани, где в позднеплейстоценовое время образовалась толща мощностью более 200 м, состоящая из ледниковых, озерных и аллювиальных отложений. Из озерных осадков определены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие в начале позднего плейстоцена прохладные условия и более теплые межледниковые в середине позднего плейстоцена.

Образование озерных осадков в долинах некоторых рек было вызвано подпруживанием их обвальными массами. Так, в долине Чеге-



**Рис. 73.** Строение долины р. Терек ниже с. Казбеги (у с. Цдо) (по Е.Е. Милановскому и Н.В. Короновскому)

а IV - голоцен, пойменный аллювий; верхнеплейстоценовый аллювий: поздней (а III<sup>2</sup>) и ранней (а III<sup>1</sup>) генераций. Лавовые потоки: среднего плейстоцена (α II) и позднего плейстоцена различных генераций (α I-III).

1 - андезиты; 2 - валунные галечники, пески; 3 - озерные осадки; 4 - нижнеюрские метаморфические сланцы

ма мощность алеврито-глинистых осадков ленточного типа превысила 100 м.

**Вулканогенные образования.** На протяжении почти всего четвертичного периода на Кавказе происходило извержение крупных вулканов. Наиболее древние лавы – эоплейстоценовые – развиты в районе Эльбруса. Это – андезито-дацитовые лавы и лавобрекчии с флюидалной текстурой, мощностью 100–200 м. Более мощные лавы (200–300 м) известны восточнее, у древних вулканов Кючек-Кая и Кум-Тюбе.

Раннеплейстоценовые вулканогенные образования представлены андезитами лавового потока, названного *мнадонским*. Он спустился со склонов Казбека в долину Терека, где перекрыл древний аллювий.

В среднем плейстоцене активно извергались оба вулкана. Лавовые потоки андезито-дацитового и базальтового состава спускались

по долинам Баксана, Чегема, Терека и других рек, перекрывая аллювий и морены. Их мощность достигала нескольких сотен метров. В составе вулканогенных образований много туфов и туфобрекчий. В долине р. Терек они накапливались в озерно-пролювиальных условиях, образовав своеобразную толщу (*сионскую*). В конце среднего плейстоцена она была перекрыта флювиогляциальными отложениями и мореной.

Извержение Эльбруса и Казбека продолжалось и в позднем плейстоцене, особенно в его начале. Потоки андезито - дацитовых и андезитовых лав спускались по рекам Малке, Терек и др., перекрывая аллювий террас (рис. 73). Во второй половине позднего плейстоцена излияние лав происходило только из Казбека. Наряду с потоками лав широко распространены взрывные образования – туфы и туфобрекчии, имеющие позднеплейстоцен – голоценовый возраст.

**Склоновые отложения.** Эпохи таяния оледенений, особенно плейстоценовых, сопровождались развитием *обвально - оползневых* масс. Они присутствуют в долинах всех крупных рек северного склона Кавказа – Баксана, Чегема, Уруха, Ардона и др. Среди них выделяются сейсмообвалы и сейсмооползни, вызванные землетрясениями.

В ледниковой области коллювий представлен осыпями морозного выветривания, развитыми на крутых склонах и у их подножий. В перигляциальных условиях сформировались солифлюкционные и солифлюкционно-делювиальные отложения на пологих склонах и солифлюкционно-коллювиальные на крутых. К особому типу относятся нивально-осыпные или лавинно-осыпные скопления у подножия склонов. Отложения представлены несортированным материалом, в основном суглинком с большим количеством неокатанных, угловатых обломков различных размеров. Это продукты выветривания, интенсивно образующиеся на склонах, сбрасываемые вниз снежными лавинами, особенно в весеннее время.

Материал осыпей, обвалов и лавин питает каменные глетчеры – протяженные каменные потоки длиной до 3–5 км. Они имеют глыбово - щебнистый состав с большим количеством мелкозема, подпитываются водой, вследствие чего на поверхности видны следы течения. Начинаясь в верхних частях склонов, потоки выдвигаются в речные долины, иногда подпруживая их. Особенно широко камен-

ные глетчеры развиты в бассейне р. Сулак, где среди них выделяются средне-, позднеплейстоценовые и современные.

## 20.2. Четвертичные отложения предгорий

В предгорьях, где контрастность рельефа значительно меньше, чем в горах, четвертичные отложения развиты широко. Среди них преобладают аллювий, пролювий и эолово-делювиальные покровы. Наиболее древними являются так называемые *“скифские глины”*, имеющие эоплейстоценовый возраст. Это пестрые глинистые супеси, суглинки с песчаными прослоями, содержащие пыльцу растительности, характерную для теплого и влажного климата. Мощность отложений 7–10 м. Они сохранились пятнами на полого-волнистых и плоских водоразделах Ставропольской возвышенности и предгорных гряд.

**Аллювиальные отложения** слагают террасы рек в предгорной части Кавказа. Интенсивный рост гор на протяжении всего четвертичного периода сопровождался врезанием речных долин, поэтому в каждой из них образовалось множество вложенных террас с незначительным покровом аллювия. Так, в долинах Терека, Баксана, Кумы и др. наблюдается по 4 среднеплейстоценовых, 6–8 позднеплейстоценовых террас. В долине Кубани в зоне Мелового и Скалистого хребтов, по данным А.В. Кожевникова, насчитывается от 12 до 16 позднеплейстоценовых террас с высотой от 4 до 35 м. Строение аллювия высоких и низких террас различно. Древний аллювий – от эоплейстоценового до среднеплейстоценового включительно – повсеместно представлен грубослоистыми валунными галечниками мощностью в первые метры, в которых изредка прослеживаются тонкие прослой пепла. Аллювий позднеплейстоцен - голоценового возраста более разнообразен по механическому составу, отчетливо слоистый. В нем выделяется масса фациальных разновидностей. Наряду с русловой и пойменной фацией выделяются субфации разветвленных русел в виде линз мелкого галечника и песка, вкрапленные в галечно-валунные прослой. Часто встречаются супесчано-глинистые прослой фации экранов и подпруживания. В высоких предгорьях среди аллювия прослеживаются прослой грубого суглинисто - щебнистого с глыбами материала селевого типа.

К северу по мере снижения всех террас происходит слияние многочисленных уровней и постепенное последовательное погружение древнего аллювия под молодой. В низовьях Кубани эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые отложения, содержащие остатки млекопитающих, преимущественно слонов, таманского и тираспольского комплексов, сначала обнажаются в цоколях молодых террас, а затем полностью скрываются под урезом реки. Из среднеплейстоценового аллювия Кубани и ее притоков известны находки фауны хазарского комплекса, а в районе Майкопа найдены раннепалеолитические (ашельские) орудия.

**Покровные образования.** Аллювий всех террас, за исключением голоценового, перекрыт лессами и лессовидными суглинками, имеющими золово - делювиальный генезис. Местами в них встречаются небольшие линзовидные прослойки песка, супеси и гравия, являющиеся результатом перемыва и переотложения главным образом плоскостным смывом более грубых отложений. В лессах присутствуют погребенные почвы. По спорово - пыльцевым спектрам определены почвы, являющиеся аналогами межледниковых почв Русской равнины — лихвинской, одинцовской, средневалдайской.

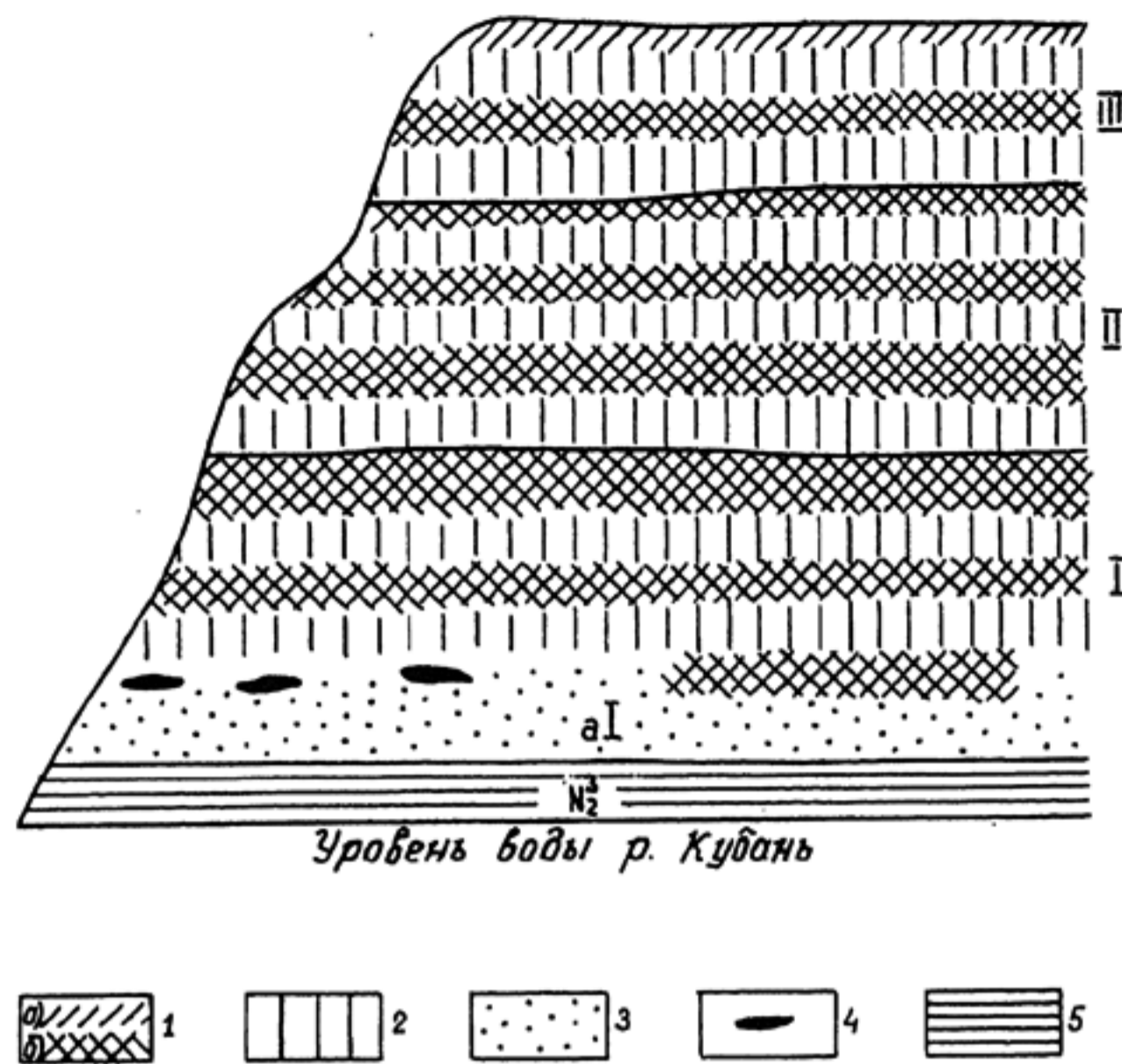
Чем древнее терраса, тем мощнее на ней лессовый покров, и большее количество стратиграфических ритмов в нем выделяется (лесс — похолодание, оледенение; погребенная почва — потепление, межледниковье). Так, нижнеплейстоценовый аллювий р. Кубани в предгорьях, слагающий высокую террасу, перекрыт лессовым чехлом, в котором выделяются горизонты лессов и погребенных почв, относящиеся к ранне-, средне- и позднеплейстоценовым эпохам похолодания и потепления климата (рис. 74). Самые молодые из чехлов с более высокого уровня террас переходят на более низкие, сглаживая поверхность и склоны террас и маскируя слагающий террасы аллювий.

**Отложения гидротермальных источников.** В предгорьях Центрального Кавказа в Минераловодском районе широко развиты травертины или известковые туфы, образовавшиеся при осаждении  $\text{CaCO}_3$  из горячих и холодных источников. Среди них выделяются различные возрастные генерации. В самых древних, эоплейстоценовых травертинах найден бивень слона и определен абсолютный возраст в 1,25 млн. лет. Из нижне-, средне- и позднеплейстоценовых травертинов также известны костные остатки млекопитающих.

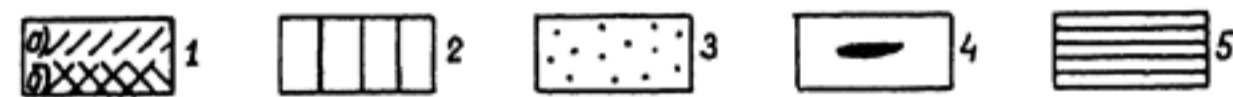


**Рис. 74.** Строение высокой нижнеплейстоценовой террасы р. Кубань в предгорьях (по Н.М. Векличу).

1 - почвы (а - современная, б - древние, погребенные); 2 - лессы и лессовидные суглинки; 3 - аллювиальные пески; 4 - прослой гумуса; 5 - глины позднелиоценовые. I-II-III - нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые комплексы лессов и погребенных почв



Уровень воды р. Кубань



**Морские осадки** развиты в узкой прибрежной полосе Черного и более широкой полосе Каспийского морей. Они слагают несколько террас, высота которых не выдерживается, а резко меняется из-за неравномерных тектонических движений отдельных участков побережий. По составу это в основном прибрежные фации осадков — песчаники, конгломераты, реже глины, охарактеризованные фауной моллюсков, позволяющей датировать их возраст. Мощность осадков составляет первые метры, почти все они, за исключением самых молодых, голоценовых, залегают на цоколе из коренных пород (рис. 75). В устьевых частях рек морские террасы сопрягаются с аллювиальными.

Раннеплейстоценовые осадки — *чаудинские* — на Черноморском побережье слагают террасу высотой от 45 до 130 м; *бакинские* осадки на Каспийском побережье залегают на высоте от 200–400 м. Фауна моллюсков в чаудинских слоях свидетельствует о существовании связи между двумя бассейнами. Эта связь существовала и в среднем плейстоцене, судя по присутствию каспийских видов моллюсков в *древнеэвкинских* и *узунларских* осадках Черноморского побережья. Террасы с этими осадками хорошо выражены в районе г. Сочи, где

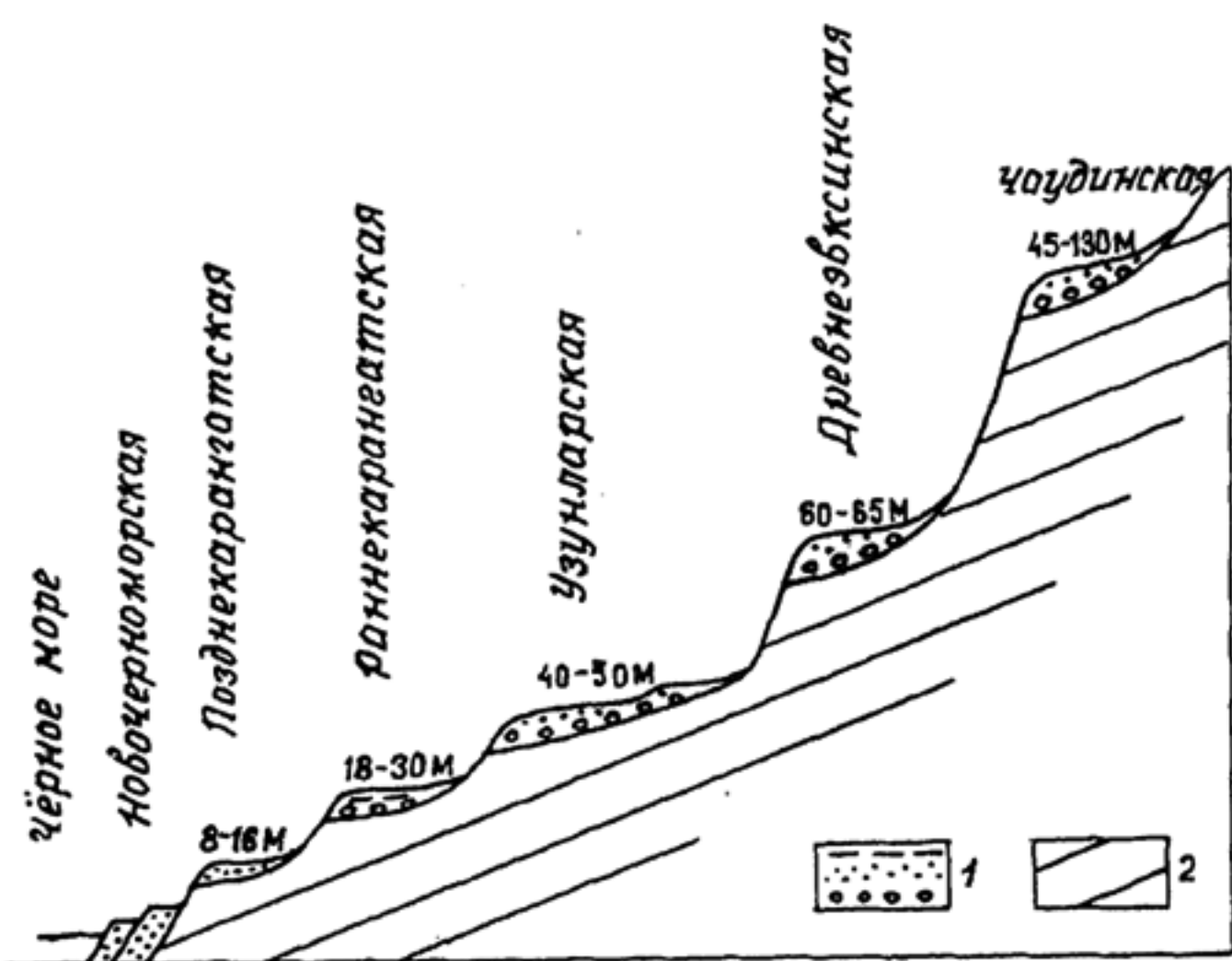


Рис. 75. Схематический профиль Черноморских террас на Кавказском побережье (по П.В. Федорову).

1 - морские осадки (галечники, пески, суглинки); 2 - коренные породы

они имеют высоту соответственно 60–65 м и 40–50 м. На Каспийском побережье осадки среднеплейстоценового возраста – *ранне-* и *позднекарангатские* – залегают на высоте 180–190 и 85–90 м. Состав содержащихся в осадках пыльцы говорит о теплых межледниковых условиях, сопоставляемых с лихвинской и одинцовской эпохами Русской равнины.

Верхнеплейстоценовые осадки на Черноморском побережье слагают две террасы – *нижнекарангатскую* высотой от 18 до 30 м и *верхнекарангатскую* более молодую, высотой 8–16 м. Валунно-галечниковые и песчаные отложения содержат теплолюбивую черноморскую фауну моллюсков, позволяющую относить осадки к микулинскому и средневалдайскому межледниковьям. Отсутствие в осадках каспийских моллюсков свидетельствует о прекращении связи бассейнов друг с другом.

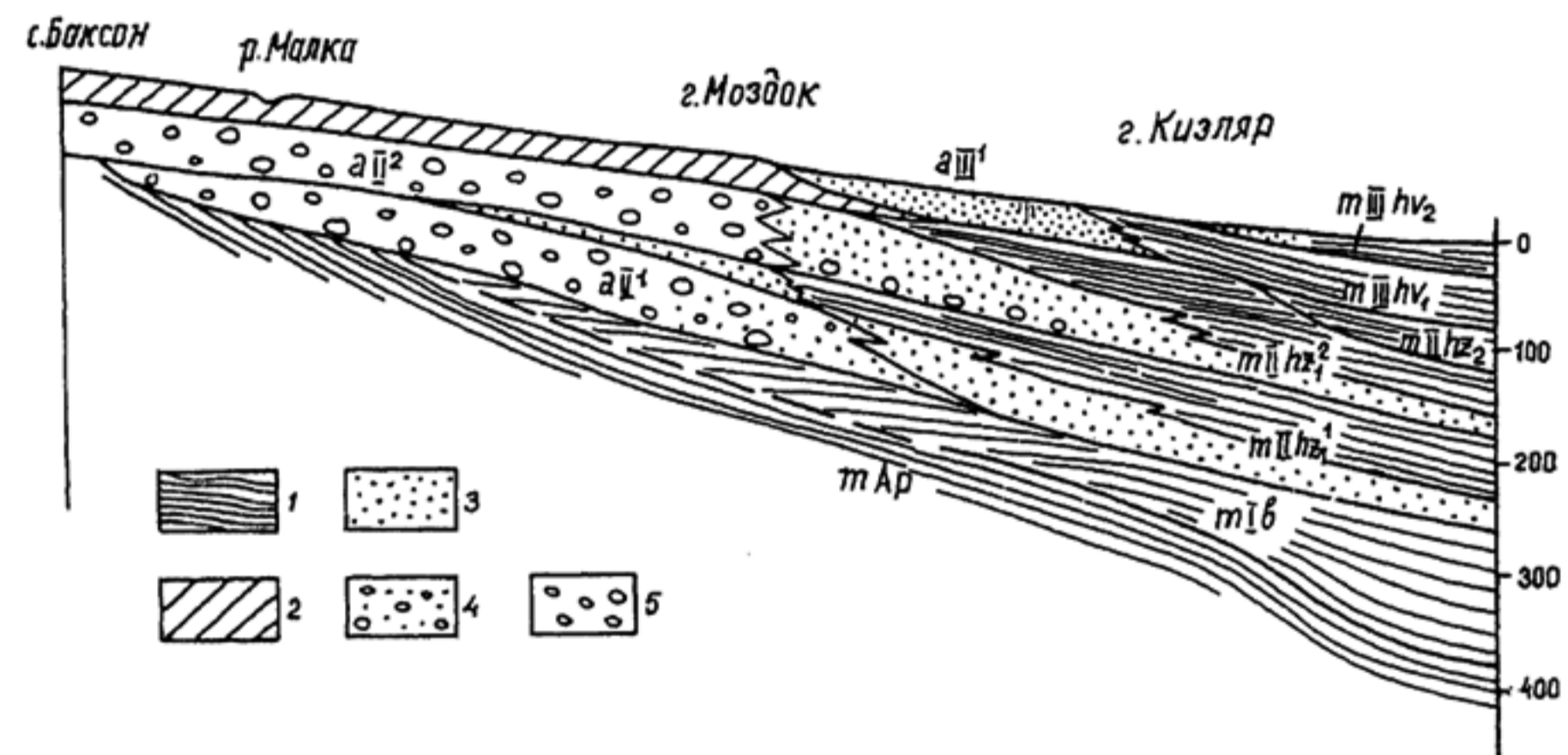
На Каспийском побережье выделяется до 10–15 террас с верхнеплейстоценовыми – *ранне-* и *позднихвалынскими* осадками. Высота террас от 4–6 до 80–85 м, мощность осадков на высоких уровнях редко превышает 5–10 м.

Голоценовые морские осадки слагают низкие террасы. На Черноморском побережье их две – высотой 4–5 м (*новочерноморская*) и 2–2,5 м (*нимфейская*), на Каспийском побережье голоценовых террас с морскими осадками – *новокаспийскими* – насчитывается до 5, высо-

той от 2 до 8 м над современным уровнем моря. Современные пески с гравием, галькой и ракушей слагают пляжи и береговые валы высотой 1–1,5 м.

### 20.3. Четвертичные отложения равнинного Предкавказья

В северной части Предкавказья в обширном Предкавказском прогибе, где на протяжении всего четвертичного периода происходили отрицательные движения, преобладает аккумулятивный рельеф. Четвертичная толща здесь состоит из наложенных разновозрастных свит аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и дельтовых отложений рек Кубани на западе и Кумы, Терека и Сулака на востоке. Мощность отложений по скважинам увеличивается к северу, где достигает нескольких сотен метров.



**Рис. 76.** Замещение континентальных отложений морскими осадками в восточной Прикаспийской части Предкавказского прогиба (по А.В.Кожевникову).

1 - глины; 2 - суглинки; 3 - пески; 4 - пески с галькой; 5 - галечники. Индексами обозначен: аллювий среднеплейстоценовый ( $a II^1$  и  $a II^2$ ) и верхнеплейстоценовый ( $a III^1$ ), морские осадки апшеронской ( $m Ar$ ), бакинской ( $m I b$ ), хазарских ( $m II hz^1_1$ ,  $m II hz^2_1$ ,  $m II hz_2$ ) и хвалынских ( $m III hv_1$  и  $m III hv_2$ ) трансгрессий Каспийского моря

В четвертичной толще выделяются все возрастные комплексы — от эоплейстоценового до позднеплейстоцен–голоценового. Последний комплекс слагает обширные, слабо наклонные поверхности рав-

нин. Отложения имеют ритмичное строение: песчано-галечные и песчано-гравийные прослои руслового аллювия чередуются с супесчаными и глинистыми осадками пойменной фации.

В условиях равнины в отложениях иногда появляются более тонкие аллювиально-озерные осадки разливов. Так, в скважинах в районе г. Краснодар среди эоплейстоценовых отложений встречены супеси и глины с раковинами пресноводных моллюсков. Севернее они сменяются глинами лиманного типа мощностью до 100 м, содержащими солоноватоводные виды моллюсков.

В восточной части прогиба разновозрастные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения замещаются сначала аллювиально-морскими, а затем и морскими – хазарскими и хвалынскими, датированными морской фауной моллюсков. Их мощность достигает 400 м (рис. 76).

### Четвертичные отложения Урала

Уральский хребет протягивается в меридиональном направлении на 2500 км. Он делится на Северный, Средний и Южный Урал. Из Северного Урала выделяется Полярный Урал и хр. Пай - Хой, имеющий северо-западное простирание. Южным продолжением Урала являются горы Мугоджары, находящиеся на территории Казахстана. Осевая, наиболее поднятая (600—1800 м), зона Урала сложена древними протерозойскими кристаллическими породами, в том числе гранитами, и дислоцированными палеозойскими отложениями. Она состоит из многочисленных параллельно вытянутых хребтов, разделенных долинообразными впадинами.

На западе, востоке и юге развиты увалистые предгорья высотой 200—400 м и низкие денудационные равнины и плато, выработанные на слабодислоцированных осадочных отложениях преимущественно пермского и мезозойского возраста на западе и юге, а на востоке на рыхлых мезозойско-кайнозойских отложениях чехла Западно-Сибирской плиты. На севере к Уралу примыкает низкая аккумулятивная Приморская равнина Заполярья.

В соответствии со структурно-орографической зональностью и климатическими условиями (на Урале при движении с юга на север последовательно выделяются полупустынная, степная, лесная, тундровая зоны, а также зона современного оледенения) находится строение и мощность четвертичного покрова Урала.

На Северном Урале среди четвертичных отложений преобладают ледниковые, развитые как во впадинах, так и на водораздельных пространствах. Во внеледниковой области, охватывающей Средний и Южный Урал и их предгорья, наибольшее развитие имеют аллювиальные и озерные отложения, сосредоточенные в долинах рек и во впадинах, а также комплекс элювиально-делювиальных и эоловых отложений, перекрывающий водоразделы. Северная Приморская равнина сложена морскими осадками, мощность которых достигает 200—300 м.

Изучение четвертичных отложений Урала и определение их возраста имеет важное значение не только для Урала, но и соседних регионов. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Урала является связующим звеном при корреляции европейских и сибирских схем. Специальным изучением четвертичных отложений Урала, начатом в 20—40 годах XX столетия, занимались В.А. Варсанофьева, С.Г. Боч, И.И. Краснов, Г.А. Чернов, В.И. Громов, К.В. Никифорова, Я.С. Эдельштейн. Затем оно было продолжено А.Н. Астаховым, П.П. Генераловым, Б.И. Гуслицером, В.А. Лидером, А.Н. Степановым, С.А. Архиповым и В.Л. Яхимович и др. При расчленении четвертичного покрова Урала по возрасту применяется в основном климатостратиграфический метод, основанный на выделении в разрезах отложений холодных и теплых эпох, и корреляция их на большие расстояния при помощи геоморфологического метода. Палеонтологические остатки редки и не всегда могут быть использованы для подтверждения возраста отложений. Также редкими являются археологические находки и надежные датировки абсолютного возраста отложений.

### 21.1. Ледниковая область

Она охватывает весь Северный Урал, а также северную часть Среднего Урала. Наиболее достоверные древние, **раннеплейстоценовые** морены, синхронные окскому оледенению Русской равнины, известны в верховьях Печоры. Валунные суглинки мощностью до 50 м содержат слабо окатанные валуны местного происхождения, принесенные с северо-запада со стороны Печорской низменности. В отдельных районах выделяется более древняя, чем окская, морена и перекрывающие ее межледниковые (беловежские) песчано-глинистые отложения.

Две **среднеплейстоценовые** морены, широко развитые по всему Северному и отчасти Среднему Уралу, принадлежат покровным оледенениям, синхронным днепровскому и московскому оледенениям Русской равнины. Ледники надвигались с шельфа северных арктических морей как со стороны острова Новая Земля, так и со стороны Западной Сибири. Южная граница максимального оледенения проходила в северной части Среднего Урала от района г.Березняки на западе до городов Карпинск и Северо-Турьинск на востоке (рис. 77).

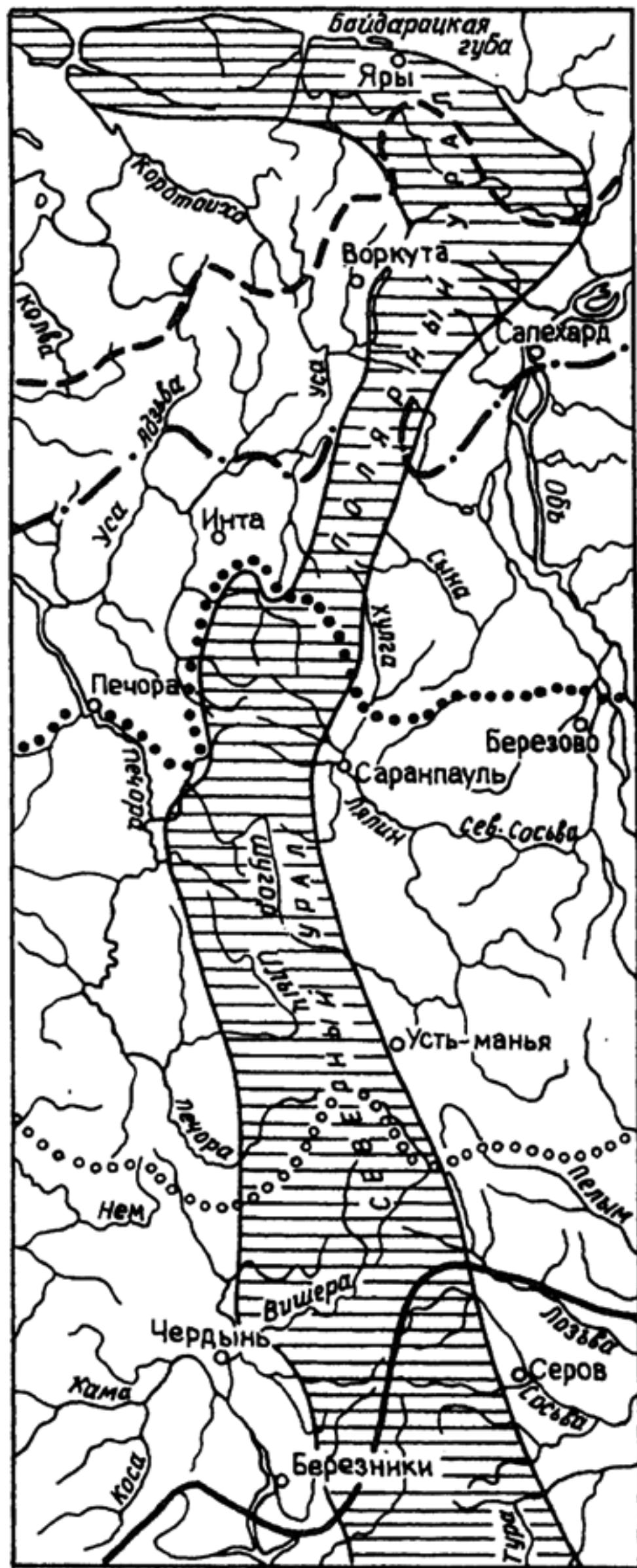
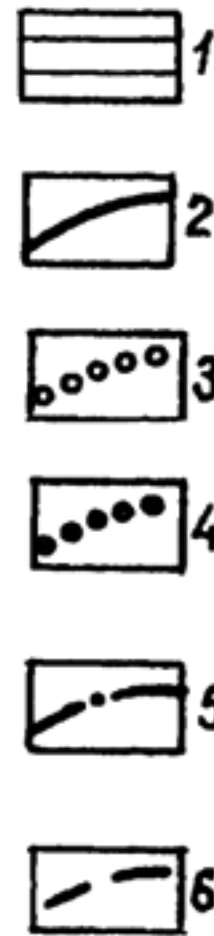


Рис. 77. Границы плейстоценовых ледниковых покровов Урала (по В.И. Астафьеву).

1 – выступ складчатого палеозоя (Урал и его предгорья);  
 2-6 – границы оледенений: 2 — днепровского (максимального);  
 3 – московского; 4 – ранневалдайского (предположительно),  
 5-6 – поздневалдайского (5 – максимальный вариант, 6 – по радиоуглеродному датированию подморенных отложений)



Граница второго более молодого среднеплейстоценового оледенения проходила в 600 км севернее по водоразделу бассейнов Печоры и Вишеры на западе и Пелыма и Сев. Сосьвы на востоке. Во время московского оледенения дополнительными центрами оледенения были Полярный и Приполярный Урал.

Морены залегают плащеобразно на различной высоте, перекрывая водоразделы и выполняя впадины. На северной Приморской равнине они погребены под более молодыми отложениями и вскрываются скважинами на глубине от 20 м до 140 м. Меняется и мощность отложений: в предгорьях она составляет всего первые десятки метров, а во впадинах увеличивается вдвое. Увеличение мощности морен наблюдается и в краевых частях ледниковых покровов, где в рельефе сохранились конечные аккумулятивные гряды. В основном это относится ко второму среднеплейстоценовому оледенению, так как рельеф морен максимального оледенения уже сглажен, и они сильно расчленены эрозией. Морены состоят из темно-серых плотных валунных суглинков, несортированных, неслоистых, причем более молодая морена отличается большей песчанистостью. В составе валунов преобладают породы, принесенные из северных и северо-восточных районов, значительно меньше местных пород. В валунных суглинках встречаются переотложенные из морских осадков моллюски и фораминиферы, из-за чего эти отложения длительное время относили к ледниково-морским.

Среди моренных валунных суглинков, развитых в верховьях Камы, на Камско-Печорском, Колво-Вишерском междуречьях и в других районах, наблюдаются гляциодислокации в виде чешуйчатых надвиговых пластин, а также многочисленные отторженцы коренных, преимущественно юрских пород, достигающие нескольких десятков метров в длину.

В районах распространения двух среднеплейстоценовых морен они разделены промытыми песками, ленточными глинами, реже галечниками общей мощностью до 30 м. Это — флювиогляциальные и озерные отложения времени отступления первого или наступания второго среднеплейстоценового оледенений. К межледниковым (одинцовским) достоверно относятся только морские осадки, разделяющие обе морены, развитые на Приморской северной равнине и содержащие теплолюбивую микрофауну.



Южнее границ распространения среднеплейстоценовых морен развиты обширные зандровые поля, сложенные флювиогляциальными песчано-гравийно-галечными отложениями времени отступления ледниковых покровов.

Межледниковые отложения, являющиеся аналогами микулинского горизонта Русской равнины, наиболее достоверно выделяются лишь в северной части ледниковой области. Это – морские пески и супеси с прослоями гравия и гальки, мощностью от 10 до 40 м, залегающие под позднеплейстоценовой мореной на глубине от 20 до 30 м. Осадки содержат довольно холодный комплекс моллюсков и фораминифер. На побережье аналогичные осадки слагают ряд морских уровней высотой до +70 м. Такое высокое их положение объясняется тектоническими или гляциоизостатическими поднятиями территории.

**Позднеплейстоценовые морены**, относящиеся к валдайскому оледенению, так же, как и предшествующие, имеют покровный характер залегания. Основная масса ледников спускалась с Полярного Урала и распространялась на запад и восток, выходя на Обскую равнину. Об этом свидетельствует ориентировка моренных холмов и гряд, а также валунов, в составе которых встречаются породы Полярного Урала. Кроме того, большие массы льда надвигались с шельфов Баренцева и Карского морей.

Границы распространения позднеплейстоценовых оледенений отчетливо прослеживаются по комплексу краевых морен, озов и камов, образующих в рельефе холмисто-грядовые ландшафты. Ледники первого оледенения, сопоставляемого с ранневалдайским, перекрывали Полярный Урал на широте г. Инта и двумя языками выдвигались к югу по западному и восточному склонам хребта (рис. 77). Севернее прослеживается граница второго поздневалдайского оледенения.

Кроме покровных ледников, существовавших на Северном Урале, в отдельных наиболее высоких массивах Среднего и даже Южного Урала были развиты каровые и небольшие карово-долинные ледники, оставившие морены в трогах и карах. Морены состоят из валунных суглинков, причем количество валунов в ранней морене значительно больше, чем в поздней. Среди суглинков встречаются раковины морских моллюсков и фораминифер, что объясняется вклиниванием в лед морских отложений. Отдельные моренные гряды носят напорный характер, свидетельствуя о значительной энергии ледни-

ковых потоков. Среди морен встречаются водноледниковые слоистые песчано-гравийные и глинистые осадки, слагающие озы, камы, а также выполняющие озерные ванны. Мощность морен достигает первых десятков метров.

Позднеплейстоценовые морены разделены комплексом аллювиальных песков и галечников, озерных и болотных илов и торфяников, а на севере морскими песками и глинами с возрастом от 38 до 45 тыс. лет, относящимися к средневалдайскому горизонту или молодого - шекснинскому межледниковью. Растительность того времени, восстановленная по спорам и пыльце, свидетельствует о климате, который был не холоднее современного.

Позднеплейстоценовые морены к югу фациально замещаются флювиогляциальными песчано-галечными отложениями, а затем уже во внеледниковой области – аллювием, слагающим в долинах рек речные террасы. Такие переходы можно наблюдать по рекам Чусовой, притокам Камы, Печоры и др.

## 21.2. Внеледниковая область.

По площади внеледниковая область намного превосходит ледниковую. Она охватывает почти весь Средний и Южный Урал и их предгорья. В четвертичном покрове этой области сохранились эоплейстоценовые отложения, отличающиеся от более молодых красноватой окраской. К ним относится маломощный аллювий, слагающий VI-ю террасу в долинах рек Белая, Урал, Сылва и др., высотой 100–120 м. На обширных водораздельных пространствах и пологих склонах предгорий Среднего и Южного Урала, распространяясь далеко на запад в Заволжье, плащеобразно залегают также красноватые отложения, объединяемые в *общесыртовую* свиту. Она сложена делювиальными и элювиально-делювиальными буровато-коричневыми, красноватыми суглинками, песчанистыми глинами и супесями. Суглинки в верхней части лессовидные, иногда с погребенными почвами. Под этими отложениями в понижениях древнего рельефа залегают озерные, аллювиально-озерные бурые или красно-бурые мергелистые глины и разнозернистые пески, содержащие железомарганцевые бобовины (рис. 78). Мощность свиты меняется от нескольких метров до 75 м. По остаткам млекопитающих нижняя часть

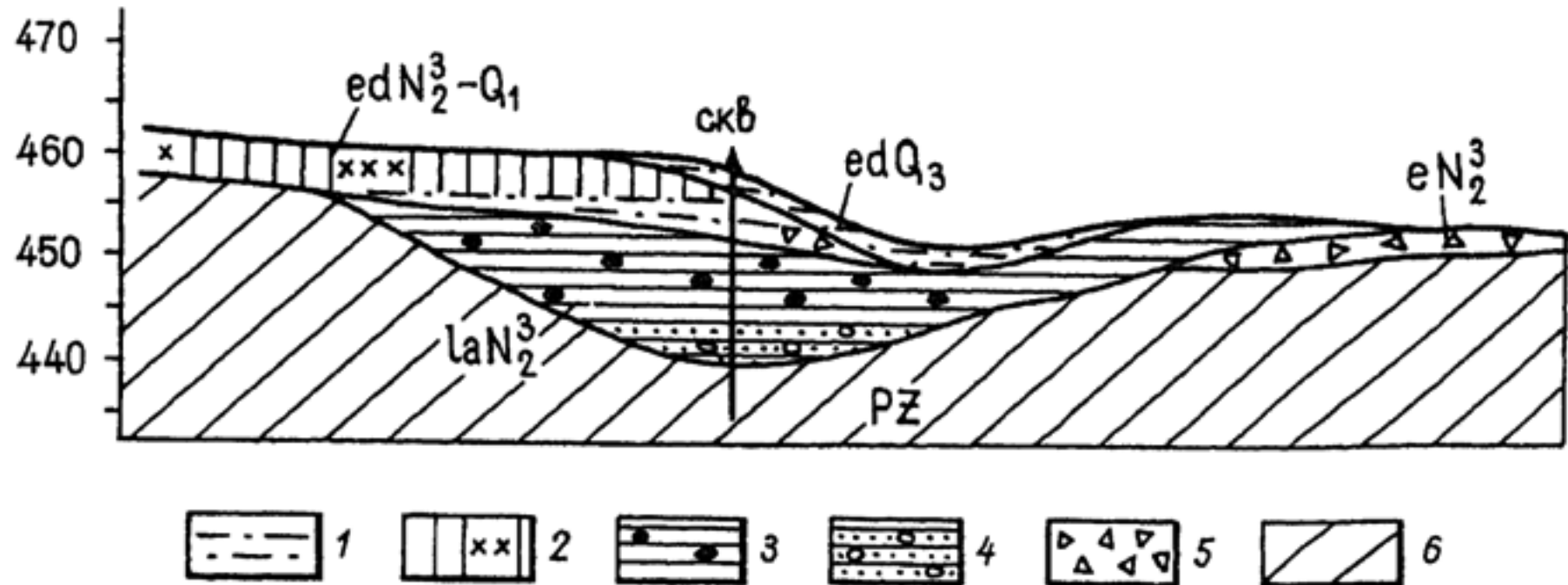


Рис. 78. Залегание эоплейстоценовых отложений на водоразделах левобережья р. Урал (по Н.Н. Яхимовичу).

1 - супесь, переполненная щебнем коренных пород; 2 - суглинки с погребенными почвами; 3 - глины с железо-марганцевыми бобовинами; 4 - глины песчаные с галькой и щебнем коренных пород; 5 - щебнистые суглинки; 6 - коренные породы

свиты датируется эоплейстоценом, а верхняя плейстоценом. На основании палинологических данных, существовавшие в начале четвертичного периода южные луговые с озерами ландшафты сменились перигляциальными степными во время наступания окского оледенения.

**Плейстоценовые** отложения, развитые в западных и восточных предгорьях, обнаруживают много сходных черт. Межледниковые отложения всюду представлены аллювиальными и озерными, реже болотными отложениями, а также погребенными почвами, встречающимися в лессовых покровах на террасах и водоразделах. К горизонтам, сопоставляемым с оледенениями, помимо аллювия, относятся делювиальные, солифлюкционные образования и эолово-делювиальные лессы. "Теплые" (межледниковые) аллювиальные и озерные отложения формируют нижние части речных террас, отложения холодных эпох — верхние их части, а также залегают на прилежащих склонах и водоразделах. В центральной горной части Урала в современных речных долинах и во впадинах выделяется весь комплекс речных террас, от I-й до V-й. Причем, нижнеплейстоценовые аллювиальные отложения часто выполняют древнюю эрозионную сеть, от которой сохранились фрагменты подвешенных "мертвых" долин меридионального простирания. Отложения состоят из песков и глин, содержат раковины пресноводных моллюсков, остатки грызунов и имеют возраст более 400 тыс. лет.

В западном направлении происходит снижение всех террас, и уже в пределах низких предгорий отложения нижнеплейстоценовые и первой половины среднего плейстоцена слагают переуглубленные врезы речных долин или вскрываются скважинами на глубине 10–40 м от поверхности, или обнажаются в цоколях более молодых террас. Образование переуглубленных долин вызвано неоднократным понижением уровня Каспийского моря, являющегося базисом эрозии для большинства рек, стекающих с западного и южного склонов Урала.

Отложения второй половины среднего плейстоцена, а также позднеплейстоценовые слагают III-ю, II-ю и I-ю террасы рек. Во впадинах в аллювии этих террас присутствуют пойменные и старичные осадки. По содержащимся в аллювиальных отложениях спорово-пыльцевым спектрам выделяются теплые и холодные эпохи, при этом в распределении растительности межледниковых эпох плейстоцена отчетливо проявлена климатическая зональность, близкая к современной.

По комплексу растительности и фауне моллюсков и диатомовых водорослей установлено, что микулинское межледниковье на Урале было наиболее теплым (климатический оптимум).

Из аллювия позднеплейстоценовых террас р. Печоры и других рек известны находки верхнепалеолитических стоянок, в культурных слоях которых найдены многочисленные кости разнообразных млекопитающих – мамонтов, шерстистых носорогов, северных оленей, овцебыков, лошадей, волков и др. Возраст остатков определен радиоуглеродным методом в  $24500 \pm 380$  лет.

Археологические памятники эпохи мезолита и неолита связаны с I-й террасой рек Чусовая, Печора и др.

### Четвертичные отложения Западной Сибири

Западная Сибирь – одна из обширнейших равнинных областей земного шара. Она простирается на тысячи километров с севера на юг от берегов Карского моря до Казахского нагорья и Алтайских гор и с запада на восток от Урала до долины Енисея.

В рельефе Западно-Сибирской равнины выделяются низменности, приуроченные к долинам крупных рек (Обь, Енисей, Иртыш, Таз и др.) и морскому побережью, и возвышенности, занимающие водораздельное положение. Центральной из них являются Сибирские увалы, высотой до 250 м, протягивающиеся в широтном направлении через всю равнину, имеющие ледниковое происхождение.

В тектоническом отношении Западно-Сибирская равнина – молодая платформа, палеозойское основание которой перекрыто мощной, местами до 2–3 км, толщей мезозойско–кайнозойских отложений. Четвертичные отложения слагают самую верхнюю часть этой толщи.

Четвертичные отложения Западной Сибири, за исключением Северной прибрежно-морской равнины, представлены континентальными образованиями. Они развиты во впадинах и на возвышенностях, облекая древний дочетвертичный рельеф. В зависимости от этого изменяется их мощность: на водоразделах всего первые метры, во впадинах до 100–200 м. Наибольшая мощность четвертичных отложений характерна для прибрежных равнин Северных морей, которые на протяжении всего четвертичного периода испытывали прогибание, продолжающееся и в настоящее время, вследствие чего здесь накопились осадки мощностью более 300 м.

Как и Русская равнина, Западная Сибирь в четвертичное время неоднократно подвергалась оледенениям. Мощные ледниковые покровы надвигались с северо-запада с Северного Урала и Новой Земли, с северо-востока с полуострова Таймыр и плато Путорана и, по всей видимости, с севера, где в Карском море существовали шельфовые ледники. О существовавших центрах оледенения свидетельствует ориентировка и петрографический состав обломочного материала морен.

Так, в них встречаются граниты, гранодиориты, лавы, песчаники и сланцы с Новой Земли, сиениты и гнейсы с Таймыра, а иногда и траппы со Среднесибирского плоскогорья. Состав обломков уральского материала включает различные метаморфические сланцы.

Встречающиеся в ледниковых отложениях остатки морской фауны вызвали острую дискуссию по поводу происхождения этих отложений. Одни исследователи — "маринисты" (О.В. Суздальский, Н.Г. Чочиа и др.) считают эти отложения морскими, отрицая существование покровных оледенений. По другой точке зрения, которая в настоящее время преобладает и является более убедительной (С.А. Архипов и др.), покровные оледенения на севере Западной Сибири чередовались с межледниковыми гляциоэвстатическими трансгрессиями, когда ранее образовавшиеся морены могли быть частично перемыты морскими водами.

Мощные ледниковые покровы, надвигавшиеся с севера, перегородывали долины рек, затрудняя их сток на север к морю, вызывая образование у фронта ледников обширных подпруженных озерных бассейнов. Поэтому среди четвертичных отложений Западной Сибири, наряду с ледниковыми, широко распространены озерные и аллювиально-озерные отложения.

В стратиграфической схеме расчленения четвертичных отложений Западной Сибири выделяются ледниковые и межледниковые горизонты (табл. 6), имеющие местные географические названия. Поскольку климатические изменения на протяжении четвертичного периода охватывали все северное полушарие, ледниковые и межледниковые горизонты Западной Сибири сопоставляются с аналогичными горизонтами Русской равнины и Западной Европы. Это подтверждается и возрастом отложений как морских, так и континентальных, определенным по микрофауне, фауне млекопитающих и растительным остаткам. Так, основные межледниковые горизонты Западной Сибири — тобольский и казанцевский — хорошо сопоставляются соответственно с лихвинским и микулинским горизонтами Русской равнины. То же следует сказать и о других межледниковых горизонтах. Состав растительности, существовавшей на территории Западной Сибири, судя по сохранившимся в отложениях спорам и пыльце, говорит о том, что в межледниковые эпохи климат Западной Сибири был так же, как и в настоящее время, значительно холоднее, чем на Русской равнине, но иногда теплее, чем современный.

**Таблица 6. Схема стратиграфии  
четвертичных отложений Западной Сибири**

Общая стратиграфическая шкала			Западно-Сибирская равнина Региональная схема (С.А.Архипов, 1990)			
Система	раздел	звено	Горизонт		Индекс	
Четвертичная (антропогенная)	голоцен	современное	современный		IV	
	плейстоцен	верхнее	зырянский надгоризонт	сартанский /верхнезырянский/	III <i>s</i>	
				каргинский /среднезырянский/	III <i>kr</i>	
				ермаковский /нижнезырянский/	III <i>er</i>	
				казанцевский	III <i>kz</i>	
		среднее			тазовский	II <i>tz</i>
					ширтинский	II <i>shr</i>
					самаровский	II <i>sm</i>
					тобольский	II <i>tb</i>
		нижнее			шайтанский	I <i>sht</i>
					талангайский	I <i>tl</i>
	эоплейстоцен		не выделяются		.	

Также хорошо сопоставляются и ледниковые горизонты Западной Сибири и Русской равнины. Так, шайтанский, самаровский и тазовский горизонты сопоставляются с окским, днепровским и московским горизонтами нижнего и среднего звена Русской равнины, а ермаковский и сартанский ледниковые горизонты верхнего звена сопоставляются с ниже- и выше - валдайскими горизонтами Русской равнины. Однако, по сравнению с Русской равниной, площадь распространения ледниковых покровов и их мощность в Западной Сибири, была меньше. Это объясняется большей континентальностью Западно-Сибирского климата и меньшей влажностью.

По строению и развитию четвертичных отложений Западно - Сибирская равнина может быть разделена на три области: ледниковую, приледниковую и внеледниковую. В каждой из этих областей преобладают четвертичные отложения определенного генезиса и возраста.

### 22.1. Ледниковая и приледниковая области

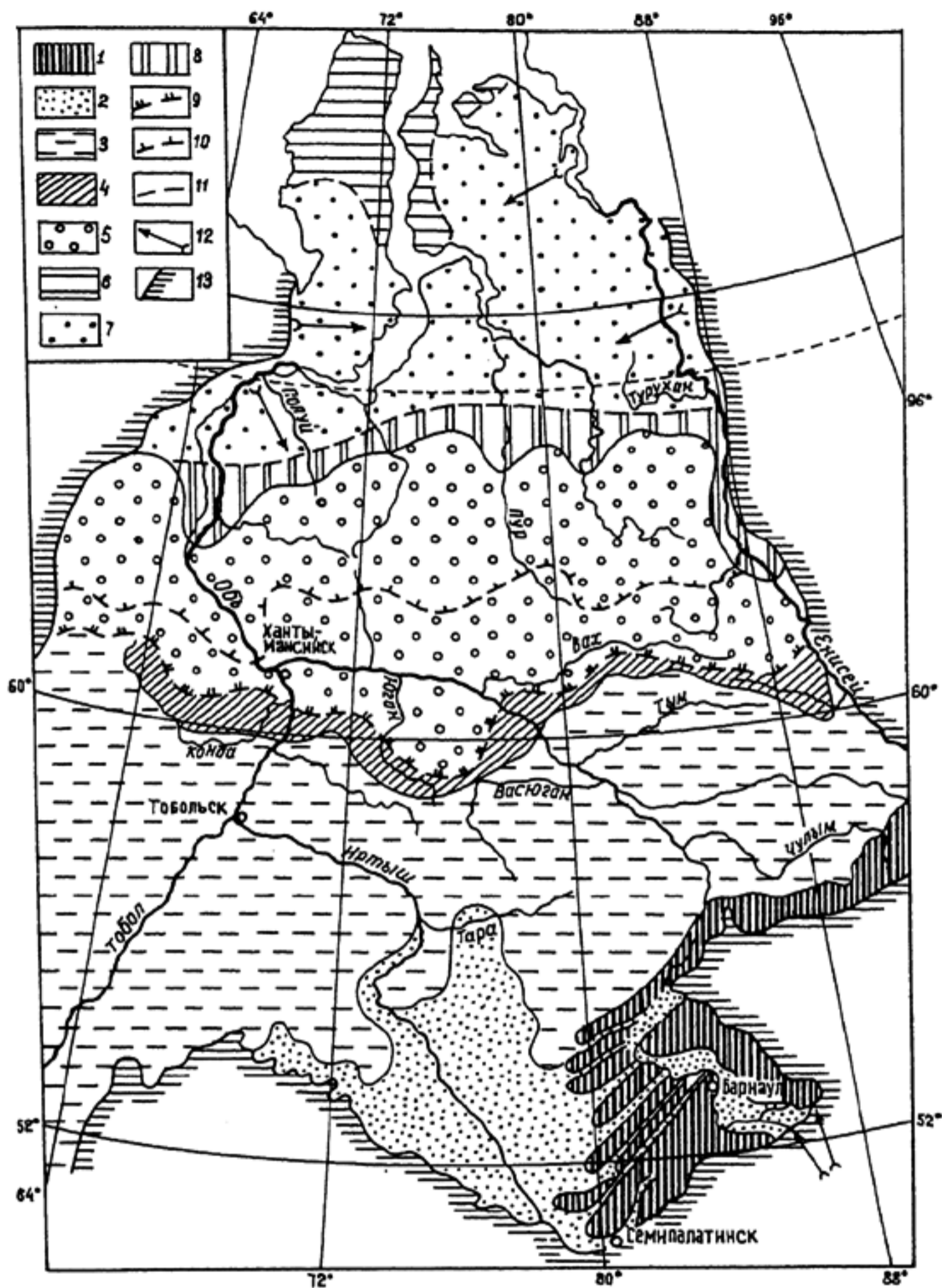
Они занимают всю северную и центральную части Западной Сибири. Среди четвертичных отложений широко развиты морены, флювиогляциальные, аллювиально-озерные отложения, объединенные в ледниковые горизонты. Межледниковые отложения представлены морскими осадками, широко развитыми по побережью, реже они выделяются в речных долинах и других углублениях дочетвертичной поверхности, где они сохранились от ледниковой экзарации.

Наиболее древними ледниковыми образованиями является нижнеплейстоценовый *шайтанский горизонт* морен. Морены в виде суглинков с валунами и галькой уральских пород сохранились в северо-западной части Западной Сибири, где вскрываются скважинами на глубине 130–200 м, под более молодыми ледниковыми образованиями. Мощность отложений 60–70 м. Границы древнего оледенения не определены ввиду небольшого количества мест, где вскрыты эти морены. Возраст морен раннеплейстоценовый, соответствует окскому горизонту Русской равнины.

Оледенение, начавшееся в первой половине среднего плейстоцена – 300 тыс. лет назад, – *самаровское* (по селу Самарово в устье р. Иртыш), было максимальным и продолжалось 50-60 тыс. лет. Граница распространения ледников проходила по широте 59°–61° с.ш. (рис. 79). Морены состоят из валунного суглинка мощностью в несколько десятков метров. В составе валунов – обломки пород, принесенные с Северного Урала и Таймыра. В моренах часто встречаются отторженцы коренных пород размером 10–20 м и более, сорванные льдом с подстилающих пород. Это говорит о большой активности льда.

Оледенение второй половины среднего плейстоцена – *тазовское* (по р. Таз) было меньше по размерам, южная граница льда проходила примерно по широте 62° с.ш. Конечные морены образовали пояс возвышенностей – Сибирские Увалы. В отличие от сглаженного рельефа морен максимального самаровского оледенения, рельеф морен тазовского оледенения более свежий. Сохранились моренные валы





**Рис. 79.** Схема распространения четвертичных отложений Западной Сибири (по С.А. Архипову).

Районы распространения: 1 - мощных толщ лессовых пород красnodубровской свиты, 2 - аллювиальных отложений, 3 - озерно-аллювиальных и субэральных отложений федосовской свиты, 4 - среднеплейстоценовых водноледниковых отложений, 5 - ледниковых и водноледниковых среднеплейстоценовых отложений, 6 - межледниковых морских отложений, 7 - ледниковых и водноледниковых верхнеплейстоценовых отложений, 8 - озерно-аллювиальных верхнеплейстоценовых отложений; границы: 9 - самаровского (максимального) оледенения, 10 - тазовского оледенения, 11 - распространения водноледниковых и ледниковых отложений позднеплейстоценового оледенения; 12 - основные направления движения льдов; 13 - горное обрамление Западно-Сибирской низменности

и гряды, сложенные валунным суглинком, холмы камов, сложенные гравийным песком и глинами, песчаные гряды озов. Мощность ледниковых отложений от 20 до 50 м. Возраст морен 240–190 тыс. лет.

С юга самаровские и тазовские морены окаймляются обширными песчаными флювиогляциальными поясами – зандровыми равнинами, слабо наклонными к югу, с пологоволнистым или плоским рельефом. Поросшие хвойным лесом зандры тазовского оледенения также, как и на Русской равнине, называются полесьями. В центральной части Западной Сибири находится Сургутское полесье, известное своими нефтяными месторождениями. Мощность флювиогляциальных песков 5–10 м. В них содержится пыльца лесотундровой растительности, свидетельствующая о прохладном климате.

Комплекс верхнеплейстоценовых морен – *ермаковских* (нижнезырянских) и *сартанских* (верхнезырянских) – развит значительно севернее. Конечные гряды протягиваются в широтном направлении примерно по 65° с.ш. и севернее, образуя несколько стадияльных моренных валов. Валунные суглинки морен содержат большое количество обломочного материала. В моренах встречаются осадки с морской микрофауной, захваченные льдом с Карского шельфа и прибрежной суши. Мощность морен 30–50 м. В сартанской морене до настоящего времени сохранился реликтовый погребенный лед. Возраст морен 50–75 и 20–30 тыс. лет.

К межледниковым отложениям, развитым в пределах ледниковой области, относятся болотные отложения (торфяники), аллювиальные и морские. Последние распространены на севере в прибрежной части Западной Сибири, испытывающей постоянное прогибание. Здесь разновозрастные четвертичные морские осадки – глины, алевриты и галечники достигают мощности 200–300 м. Южнее они развиты в долинах Енисея и Оби, где во время трансгрессий существовали морские заливы длиной несколько сот километров. Морские осадки слагают террасы по берегам рек; вверх по долинам они замещаются аллювием. В разрезах морские осадки чередуются с ледниковыми отложениями. Судя по остаткам растительности в торфяниках, а также по фауне, содержащейся в морских осадках, наиболее теплый климат, теплее, чем современный, был в начале позднего плейстоцена, в казанцевское межледниковье, когда тундра полностью исчезла. Тобольское, ширтинское и каргинское межледниковья характеризовались климатом, близким к современному.

Южнее края ледников в ледниковые эпохи образовывались обширные подпрудные приледниковые озера. В долинах Оби и Енисея существовали ингрессионные заливы, распространявшиеся далеко на юг (рис. 79). На дне озер отлагались тонкослоистые, ленточные глины, супеси, пески, содержащие растительные остатки, которые свидетельствуют о суровых перигляциальных условиях. Уровень озер во время каждой ледниковой эпохи поднимался до тех пор, пока избыток озерных вод не начинал сбрасываться по Тоболо - Тургайской долине на юг в сторону Аральского моря. Наибольшей высоты уровень озера отмечается во второй половине позднего плейстоцена.

В межледниковые эпохи ледниковые преграды разрушались, происходил спуск озер и возобновлялся сток рек на север. В долинах происходило образование аллювиальных гравийно-песчаных или гравийно-галечных отложений, слагающих речные террасы. Поэтому для области, непосредственно примыкающей к ледниковой, характерно чередование в разрезах аллювиальных и озерных осадков, образующих климатические ритмы: межледниковье – ледниковье.

## 22.2. Внеледниковая область

Южнее области распространения ледниковых образований и связанных с ними подпрудных озерных и аллювиально - озерных осадков, простираются равнинные междуречья, разделяющие долины рек Тобол, Ишим, Иртыш, Обь, Енисей и их многочисленных притоков. Здесь четвертичный покров представлен преимущественно озерными, аллювиальными, болотными и субаэральными (эоловыми) образованиями.

Наиболее древними отложениями внеледниковой области, относимыми к четвертичной системе, являются *эоплейстоценовые*. Это – плотные известковистые глины и суглинки, илистые пески, супеси и погребенные почвы общей мощностью до 20 м. Осадки имеют озерный и аллювиальный генезис. Они развиты в южной половине Западной Сибири. Их возраст определяется по фауне млекопитающих, среди которых встречаются слон и верблюд, и абсолютному датированию почти в 900 тыс. лет.

*Нижнеплейстоценовые* отложения до настоящего времени изучены недостаточно вследствие того, что они или смыты или перекрыты более молодыми отложениями и вскрываются только скважинами. Среди них выделяются доледниковый и ледниковый горизонты.

Доледниковый (талагайкинский) горизонт представлен аллювием – песками, супесями и суглинками мощностью 40 м, выполняющим древние переуглубленные долины многих рек. Отложения содержат спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о климате, близком к современному или более мягком.

Отложения, коррелятивные ледниковому шайтанскому горизонту, включают озерные ленточно-слоистые глины со следами мерзлоты. Климат был холоднее современного, растительность перигляциальная. Возраст отложений 600-380 тыс. лет.

Во время последующих средне- и позднеплейстоценовых оледенений и межледниковий формировался аллювий. Речные долины Западной Сибири в большинстве случаев хорошо разработаны, в них развиты пойма и комплекс террас, среди которых лучше выражены низкие позднеплейстоценовые. Аллювий террас, состоящий преимущественно из песков, отражает климатические ритмы. В нижних частях террас аллювий межледниковый, содержащий остатки теплолюбивой растительности и фауны млекопитающих. В верхних частях разрезов аллювий несет следы морозной переработки в виде криотурбаций, содержит холодные формы растительности и животных, в том числе, мамонта, на основании чего относится к холодным ледниковым эпохам. С поверхностями террас связаны палеолитические стоянки, известные в долинах Оби и Енисея (см. рис. 59). Наиболее древние из них имеют возраст 300–150 тыс. лет.

Субаэральные образования представлены покровными лессовидными суглинками, чередующимися с погребенными почвами, развитыми на водоразделах и поверхностях террас. Каждый горизонт лессовидных суглинков с развитой на нем погребенной почвой можно рассматривать, как цикл, отражающий климатические изменения. Эпохи почвообразования соответствуют межледниковьям, лессовое осадконакопление – ледниковым эпохам, их второй половине, когда большое количество пыли выносилось за пределы ледниковой области. Выделяются нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые ритмы. Почвы лесные, лесостепные, луговолесные. Лессы характеризуются бесструктурностью, отсутствием слоистости. Вместе с почвами они образуют чехлы мощностью в несколько десятков метров, облекающие водоразделы или залегающие на разновозрастных речных террасах.

Особенно мощные (до 150 м) субаэральные толщи развиты в южной половине Западной Сибири. На юго-востоке в междуречье Ени-

сея, Оби и Иртыша они выделяются под названием *краснодубровской свиты*, а севернее и западнее – *федосовской*. В их составе, помимо лессов и погребенных почв, выделяются прослой аллювия и озерно-аллювиальных отложений. Возраст этих свит, основанный на фауне млекопитающих и термолюминисцентных датировках, охватывает весь ранний и средний плейстоцен. Перекрываются эти древние отложения более молодым позднеплейстоценовым почвенно-лессовым комплексом.

### 22.3. Голоценовые отложения Западной Сибири.

Среди отложений, сформировавшихся в течение голоцена, преобладают озерные и болотные. Озерные осадки накапливались в обширных подпрудных озерах, оставшихся со времени последнего оледенения. Широкое развитие болотных отложений отмечается в центральной и северной частях Западной Сибири. В начале голоцена в связи с потеплением климата и таянием мерзлоты болота были развиты шире, чем в настоящее время. В них шло формирование илов и глин с большим количеством торфа. В середине голоцена, около 5000 лет назад, во время максимума потепления, соответствующего атлантическому веку, болота местами были осушены, и на их месте произрастали березовые леса. На юге Западной Сибири в это время были распространены широколиственные леса с вязом и липой.

На морском побережье в течение голоцена накопились морские осадки мощностью несколько десятков метров. Отмечаются неоднократные колебания уровня моря. Во время понижения уровня происходило врезание рек и образование уступов первой террасы и высокой поймы, во время поднятия уровня – накопление пойменных осадков. Последние широко развиты в долинах всех крупных рек Западной Сибири, Оби, Енисея и их притоков и представлены супесями, суглинками с большим количеством линз торфа на месте древних стариц. Мощность пойменных осадков колеблется от 15 до 25 м.

4500 лет назад на территории Западной Сибири началось прогрессирующее похолодание, приведшее к смене растительности, смещению всех климатических, и растительных зон к югу. Данные радиоуглеродного анализа голоценовых осадков, показывают, что колебание климата было синхронно с изменением климата на Восточно-Европейской платформе.

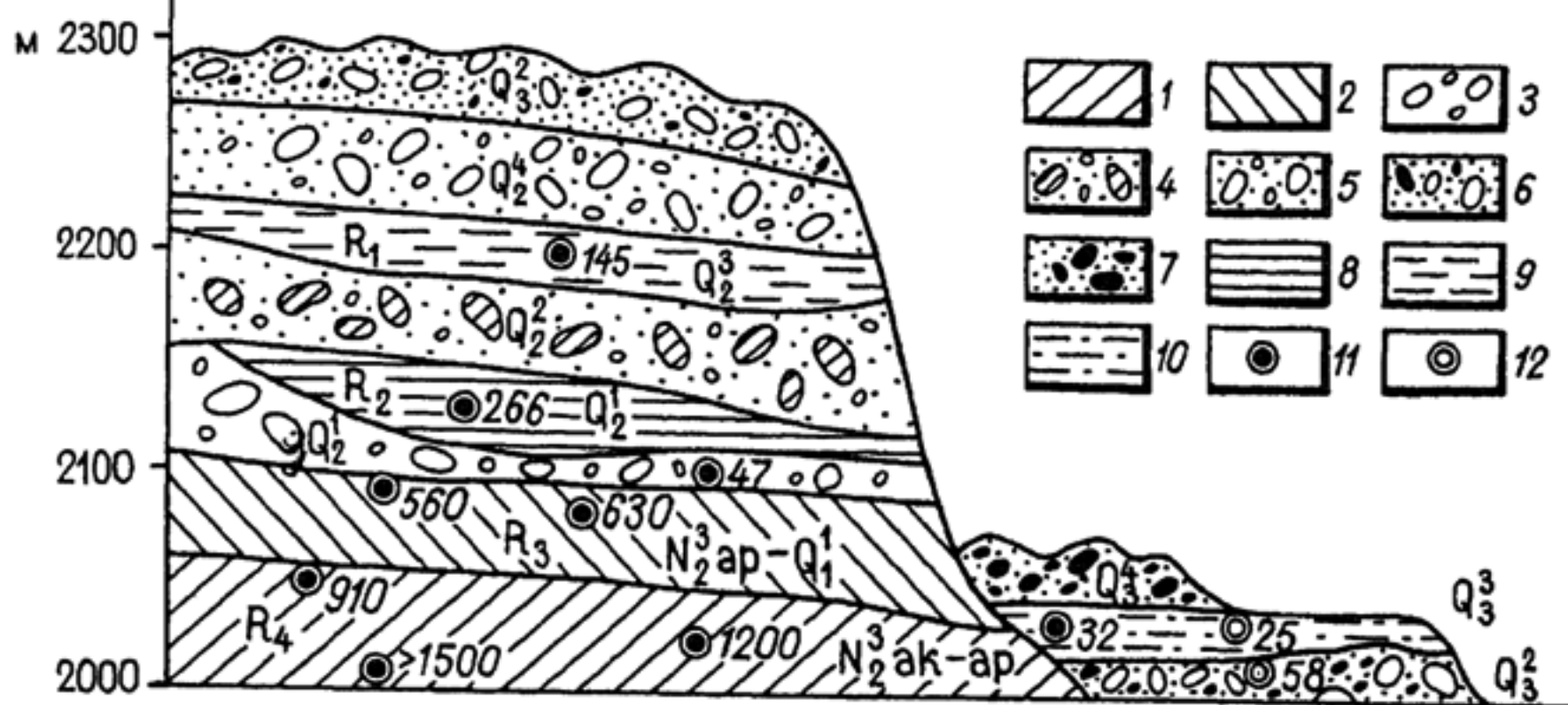
## Глава 23

### Четвертичные отложения Алтае - Саянской горной области

Алтае-Саянская горная область относится к западной части горного пояса Южной Сибири и протягивается с запада на восток почти на 1500 км. В ее пределах выделяется ряд горных систем (Алтай, Западный и Восточный Саяны), межгорных впадин (Зайсанская, Чуйская, Минусинская, Кузнецкая) и нагорий (Кузнецкое, Салаирский кряж и др.). Абсолютные отметки рельефа земной поверхности колеблются от 100 до 4500 м.

Четвертичные отложения Алтае - Саянской горной области представлены элювиальными, пролювиальными, делювиальными, коллювиальными, солифлюкционными, озерными, аллювиальными, ледниковыми, водноледниковыми, эоловыми, вулканогенными и другими образованиями мощностью от первых метров до первых сотен метров. Полные разрезы четвертичных отложений вскрываются скважинами во впадинах. В краевых частях впадин, вовлеченных в поднятия, эти отложения обнажаются на поверхности. Разрез "Чаган" в Чуйской впадине является опорным для всей Алтае-Саянской области, поскольку в нем представлены многие региональные горизонты, возраст которых определен на основании палеонтологических, палеомагнитных, радиоуглеродных и термолюминесцентных данных (рис. 80).

К наиболее древним, по данным Г.И. Лазукова, Б.А. Борисова и др., относятся **эоплейстоценовые отложения**. Это — часто дислоцированные озерные, аллювиальные и пролювиальные отложения *бекенской свиты*, мощность которой в краевых частях Чуйской впадины достигает 70–100 м. Отложения нередко загипсованы. Это свидетельствует об аридном климате того времени, подтверждающимся и спорово-пыльцевыми спектрами лесостепного и степного типа. Отложения содержат кости млекопитающих, в том числе грызунов, остатки рыб, моллюсков, микрофауну. По данным термолюминесцентных датировок абсолютный возраст свиты определяется в 1–1,5 млн. лет. В палеомагнитной шкале она соответствует эпохе Матуяма.



**Рис. 80.** Строение разреза “Чаган” в Чуйской впадине Алтая ( по Б.А. Борису).

1 - эоплейстоценовые отложения бекенской свиты; 2 - эоплейстоцен-нижнеплейстоценовые отложения бешкаусской свиты; морены оледенений: 3 - усть-чугуйского, 4 - ештыкольского, 5 - чуйского, 6 - чибитского, 7 - аккемского; 8-10 - ленточные отложения различных свит; абсолютные датировки (тыс. лет): 11 - по термолюминисцентному методу, 12 - по  $^{14}\text{C}$ ;  $R_1 - R_4$  — горизонты обратно намагнитенных отложений

Выше залегают валунно-галечниковые, реже щебнистые образования сложного аллювиального, пролювиального, а возможно ледникового генезиса мощностью более 80 м (*бешкаусская свита*). В средней их части фиксируется палеомагнитная инверсия, определяемая как граница Брюнес-Матуяма. Это позволило отнести нижнюю часть бешкаусской свиты к верхам эоплейстоцена, а верхнюю, из отложений которой получены термолюминесцентные датировки в 560–630 тыс. лет – к низам нижнего плейстоцена. Во время формирования бешкаусских отложений существовал благоприятный теплый климат, о котором свидетельствуют найденные в них теплолюбивые остракоды, известковистые водоросли. По палинологическим данным реконструируются степные и лесные ландшафты. В небольшом количестве произрастали широколиственные породы, исчезнувшие в начале плейстоцена.

**Нижнеплейстоценовые отложения** установлены в большинстве районов Алтае-Саянской области. У подножий хребтов во впадинах они слагают высоко поднятые пролювиальные шлейфы мощностью более 200 м, состоящие из грубого валунно-галечного, с примесью

щебня, материала. В некоторых прогибающихся впадинах и на обширных пространствах Предалтайской равнины существовали озерно-аллювиальные равнины, сложенные песчано-глинистыми илистыми осадками. Сверху они перекрывались лессовидными суглинками с горизонтами погребенных почв. Это *краснодубровская свита*, время формирования которой охватывает большой промежуток времени – от раннего плейстоцена до позднего включительно. Ее мощность превышает 100 м. Прослой лессов накапливались в холодное время, а почвы – в теплое.

В районе Телецкого озера нижнеплейстоценовыми считаются отложения *телецкой свиты*, представленные озерными, аллювиально-озерными и пролювиальными песками и галечниками общей мощностью около 100 м. В них найдены остатки млекопитающих, пыльца древесных пород, в том числе и широколиственных, что позволяет выделить в отложениях теплые и холодные горизонты. Возраст свиты по термолюминесцентным датировкам определяется в интервале от 320 до 630 тыс. лет.

В Минусинской, Зайсанской и других впадинах к нижнему плейстоцену относятся аллювиальные галечники и перекрывающие их лессы, слагающие VI или V террасы рек высотой 90–140 м. В них найдены остатки млекопитающих, остракоды, а также споры и пыльца растений.

В Восточном Саяне в Тоджинской впадине в раннем плейстоцене образовалась вулканогенная толща, состоящая из вулканических брекчий, различных туфов с вулканическими бомбами. Верхние туфовидные отложения, возможно, образовались при вулканических извержениях в эпоху раннеплейстоценового оледенения. Об этом свидетельствует строение толщи, напоминающее лахары.

**Среднеплейстоценовые отложения.** В горных и предгорных районах Алтая, в периферических частях впадин к среднему плейстоцену относятся обычно две, реже три морены (*устьчуйская, ештыкольская, чуйская*). В более молодых из них сохранились конечные, боковые и основные морены. Их мощность достигает десятков метров.

В долинах р. Катунь и некоторых других ледники подпруживали реки, вследствие чего образовались озера, в которых накапливались тонкие осадки. В Курайской и Чуйской впадинах возник крупный подпруд-



ный бассейн глубиной 600-700 м, оставивший после себя лестницу террас - ступеней, свидетельствующих о постепенном спуске воды.

В разрезе "Чаган" среднеплейстоценовые морены разделены озерно-ледниковыми горизонтально-слоистыми алевритами мощностью 50 м, возраст которых 266 тыс. лет, и флювиогляциальными песками, супесями и галечниками с возрастом 145 тыс. лет (рис. 80).

Во внеледниковых районах у подножий хребтов формировались пролювиальные отложения высоких конусов выноса, вложенные в нижнеплейстоценовые, а в долинах рек – аллювий, слагающий III и IV террасы. В аллювии найдены остатки млекопитающих, а также споры и пыльца растений, позволяющие связывать формирование нижней части аллювия с теплыми условиями, а верхние с холодными. Аллювий террас перекрыт лессами, накопление которых происходило в ледниковые эпохи в конце среднего и в позднем плейстоцене. Среди лессов выделяются погребенные почвы, формировавшиеся в теплые эпохи.

В Тоджинской впадине Восточного Саяна в начале среднего плейстоцена продолжалось излияние лав. Образовавшаяся вулканогенная толща, в составе которой базальты, туфобрекчии и туфы, имеет мощность 250 м.

**Верхнеплейстоценовые отложения.** Межледниковые отложения, разделяющие морены средне- и позднеплейстоценовых оледенений, как правило, отсутствуют, а там, где они есть, датируются условно. В Горном Алтае верхне-плейстоценовыми являются маломощные (до 15 м) озерно-ледниковые пески Курайско-Чуйского водоема, возникшего в период таяния второго среднеплейстоценового оледенения.

Гляциальные отложения позднеплейстоценового оледенения хорошо сохранились, как в горах Алтая, так и Западного и Восточного Саяна. Они представлены двумя комплексами конечных и боковых морен, сложенных плохо сортированными неслоистыми валунно-щебнисто-суглинистыми отложениями. Иногда морены перемыты тальными водами и тогда в них появляются супеси и суглинки с окатанными валунами и галькой. В Горном Алтае морены первого позднеплейстоценового оледенения – *чибитского*, спускаются по долинам на десятки километров. Их мощность до 50 м, а возраст по термолюминесцентному методу оценивается в 58 тыс. лет. Площадь распространения второго позднеплейстоценового оледенения – *аккемского* – была значительно меньше. Максимальное развитие лед-

ников имело место около 14 тыс. лет назад, после чего происходила деградация ледников, сопровождающаяся временными наступательными подвижками. Морены хорошо сохранились в цирках и карах в верховьях долин, где насчитывается от 5 до 8 стадияльных форм.

С таянием позднеплейстоценовых ледников связано образование в долинах многих рек Алтая подпрудных озер, в которых накапливались озерно-ледниковые известковые глины, мергели и другие осадки. В долине р. Чаган они залегают между двумя моренами и представлены ленточными глинами (*бельтирская свита*) мощностью более 30 м (рис. 80). Возраст отложений по термолюминесцентному и радиоуглеродному методам определен в 32–35 тыс. лет. В Курайско-Чуйском водоеме озерно-ледниковые пески имеют мощность 15 м.

В позднеплейстоценовое время в долинах всех рек Алтая и Саян за пределами оледенений формировался песчано-галечниковый аллювий, слагающий первую и вторую террасы высотой 10–15 и 25–30 м. Обширные поверхности этих террас образуют древнюю долину р. Енисей в Южно-Минусинской впадине. Из-за интенсивных тектонических движений Енисей оставил эту долину и выработал новую, восточнее. При выходе рек во впадины аллювий замещается алювиально-пролювиальными отложениями, слагающими наземные дельты или конусы выноса. Позднечетвертичный возраст отложений определяется по многочисленным находкам костей мамонтов, быков, носорогов, медведей и других млекопитающих, а также многочисленными верхнепалеолитическими стоянками открытого типа или пещерными. Так, в Усть-Канской пещере в верховьях р. Чарыш, притока Оби, найдено большое количество костей млекопитающих и верхнепалеолитических изделий, возраст которых 25–13 тыс. лет.

Позднеплейстоцен–голоценовый возраст имеют “долинные” базальты Саяно-Тувинского нагорья.

**Современные отложения**, как во впадинах, так и в горах, представлены аллювием пойм, пролювием, эоловыми отложениями. Последние образуются при перевевании песчаного аллювия низких террас в Минусинской и ряде других впадин.

Склоновый комплекс отложений представлен делювиальными плащами в предгорьях, гравитационными, делювиально-гравитационными в горах, а также солифлюкционными отложениями в перигляциальных областях.

### Четвертичные отложения Восточной Сибири

Восточная Сибирь занимает обширную территорию от долины Енисея на западе и до Верхоянского хребта на востоке. С юга она ограничивается Байкальской горной системой. Большая часть Восточной Сибири имеет гористый рельеф. Здесь выделяются плоскогорья (Среднесибирское), плато (Путорана, Приангарское и др.), кряжи (Ангарский, Енисейский и др.). Низменности имеют небольшие площади и приурочены к бассейнам крупных рек. Особенно широко они распространены в нижних частях бассейнов Енисея, Хатанги и Анабара, где образуют Северо-Сибирскую низменность. На севере Восточной Сибири протягиваются Таймырские горы.

В изучение четвертичных отложений Восточной Сибири большой вклад внесли В.А. Обручев, М.Н. Алексеев, Э.А. Вангенгейм, В.Н. Сакс, С.П. Горшков, С.А. Лаухин, Э.И. Равский, С.А. Стрелков, С.М. Цейтлин и др.

Четвертичные отложения этой области представлены разнообразными генетическими типами, из которых для стратиграфических целей наиболее важными являются аллювий речных террас и ледниковые образования, а на севере в прибрежных районах – морские осадки. В эпохи оледенений в долинах многих рек и впадин существовали подпрудные озерные бассейны, в которых накапливались озерно-аллювиальные осадки. За пределами ледниковых покровов на протяжении четвертичного периода формировался аллювий, слагающий террасы. Как правило, нижние части разновозрастных комплексов аллювия формировались в межледниковые эпохи, а верхние – в эпоху похолоданий, соответствующие ледниковьям. В перигляциальных областях в эпохи оледенений накапливались лессовидные суглинки, перекрывающие аллювий, а заключенные в них погребенные почвы формировались в межледниковья. Во впадинах Забайкалья в четвертичное время происходило излияние базальтов, в Байкальской впадине шла аккумуляция озерных осадков.

Наибольшие мощности четвертичных отложений характерны для прогибающихся впадин. Так, в Селенгинской впадине их мощность

достигает 600-800 м, в Муйской – до 250 м. Минимальные мощности характерны для хребтов, испытывающих тектонические поднятия и в настоящее время.

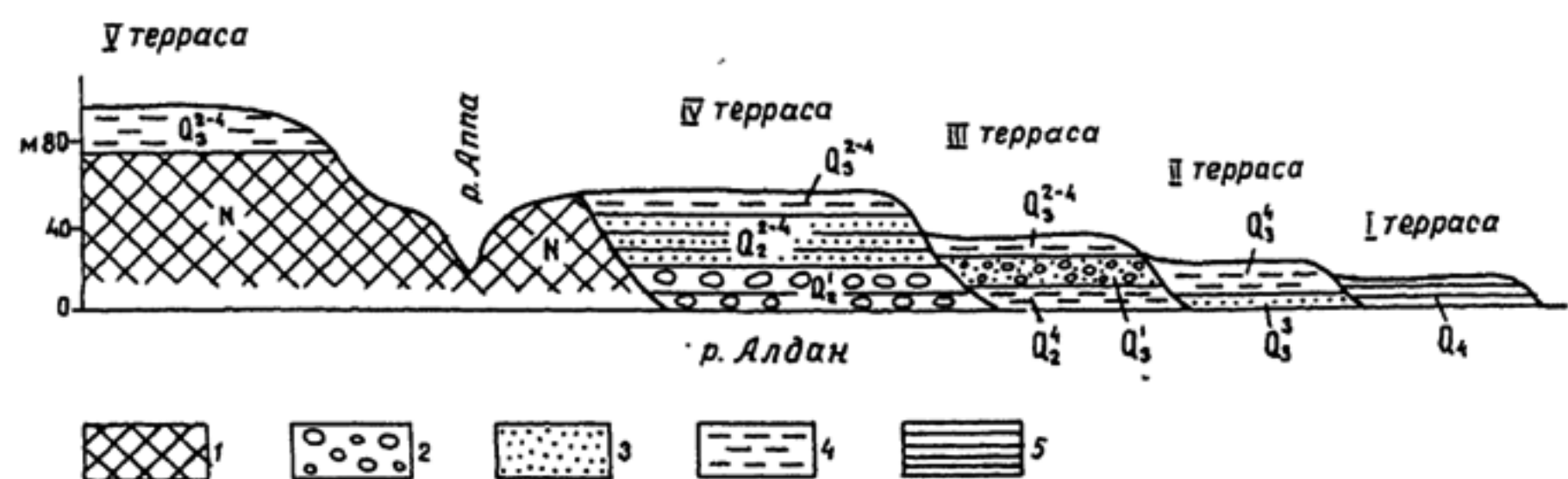
Хотя для отдельных районов Восточной Сибири применяются местные схемы расчленения четвертичных отложений, все они сопоставляются со стратиграфической схемой Западной Сибири (табл. 6).

**Эоплейстоценовые** отложения Восточной Сибири представлены древним аллювием Енисея, Ангары, Лены, Алдана и их притоков. Галечники, конгломераты, пески и глины характерного красновато-бурого или охристого цвета, из-за повышенного содержания окислов железа слагают высокие, более 100–150 м, террасы на поднимающихся участках или цоколи более низких террас во впадинах. Отложения содержат редкие костные остатки лошадей, носорогов, слонов. В бассейне Алдана установлена их обратная намагниченность, соответствующая эпохе Матуяма. Цвет отложений и спорово-пыльцевые спектры, в которых наряду с хвойными, присутствуют широколиственные породы, свидетельствуют о теплом климате эоплейстоцена.

К **нижнему плейстоцену** относится аллювий Енисея, Ангары, Алдана и многих других рек, слагающий обычно V-ю террасу высотой 80–120 м. Нижняя часть аллювия содержит “теплые” спорово-пыльцевые спектры древесных пород, а верхняя – “холодной” травянистой растительности. Найденные во многих местах зубы раннего мамонта датируют аллювий ранним плейстоценом. На аллювии залегают покровные суглинки, формировавшиеся в течение всех последующих ледниковых эпох, поэтому мощность их достигает нескольких метров. Местами выделяются погребенные горизонты почв.

В **среднем плейстоцене** в долинах рек сформировался аллювий, слагающий IV-ю террасу высотой 50–100 м. Его нижние части, сложенные галечниками и песчано-галечниковыми отложениями мощностью от 10 до 50–70 м, относятся к тобольскому межледниковому горизонту, а верхние песчано-алевритовые мощностью 10–15 м, перекрытые суглинками с криогенными текстурами, относятся к самаровскому ледниковому горизонту (рис. 81). В верхней части аллювия этой террасы р. Алдан найдены кости бизона, лошади и мамонта раннего типа. По термолюминисцентному методу возраст верхней части песков составляет 300 тыс. лет, а перекрывающих их суглинков – 40–44 тыс. лет.

Самаровское оледенение, сменившее тобольскую теплую межледниковую эпоху, было максимальным в четвертичное время. Лед-



**Рис. 81.** Схема строения террас р. Алдан (Мамонтова Гора) (по М.Н.Алексееву и др.).

1 - коренные породы (неоген); 2 - галечники; 3 - пески; 4 - супеси; 5 - суглинки.

Стратиграфические горизонты:  $Q_2^1$  - тобольский,  $Q_2^{2-4}$  - самаровский, ширтинский и тазовский (объединенные),  $Q_2^4$  - тазовский,  $Q_3^1$  - казанцевский,  $Q_3^{2-4}$  - ермаковский, каргинский и сартанский (объединенные),  $Q_3^3$  - каргинский,  $Q_3^4$  - сартанский,  $Q_4$  - голоценовый

никовый покров перекрыл весь север и северо-запад Восточно-Сибирской платформы и распространялся от Путоранского, Таймырского и Анабарского центров. По приблизительным оценкам, максимальные мощности льдов были от 500–700 до 1000–2000 м. Ледниковые отложения сохранились главным образом в краевой зоне оледенения. Морены сложены плотными валунными суглинками различной мощности. Во внутренних частях Среднесибирского плоскогорья их мощность 20–25 м, а в западной краевой части она увеличивается до 100 м и более. Перед фронтом самаровского ледника существовали обширные подпруженные озерные бассейны, оставившие после своего спуска ленточно-слоистые толщи супесей, суглинков и глин. На Нижней Тунгуске длина подпруженного ледником озера превышала 500 км, а мощность озерно-ледниковых осадков достигала нескольких десятков метров.

После самаровского оледенения произошло потепление климата; это эпоха ширтинского межледниковья. В долинах Енисея, нижнего течения Ангары и многих других рек в ширтинское межледниковье начал формироваться аллювий нижней части аллювиальной свиты, слагающей 30–45-метровые III надпойменные террасы. Он представлен галечниками, песками и супесями мощностью до 15 м.

За ширтинской межледниковой эпохой последовало тазовское оледенение, занимавшее значительно меньшую площадь по сравнению с самаровским. В низовьях Нижней Тунгуски тазовские морены

сложены серыми суглинками с большим количеством грубообломочного материала. Озерно-ледниковые осадки, отлагавшиеся в подпруженных льдом и мореной озерно-речных бассейнах, представлены голубовато-серыми ленточными глинами, алевритами и песками. По спорово-пыльцевым данным, их формирование происходило в холодных климатических условиях. В низовьях Енисея тазовскими считаются ледниково-морские отложения (санчуговская свита). За пределами оледенения отложения тазовского горизонта представлены аллювием, слагающим верхние части III-х надпойменных террас многих рек. Это горизонтально слоистые тонкозернистые пески и супеси с прослоями и линзами алевритов со следами мерзлоты. Спорово-пыльцевые спектры указывают на ландшафт, близкий к лесотундровому. В нижнем течении Алдана в суглинках и супесях тазовского горизонта аллювия 30-метровой надпойменной террасы найдены остатки мамонта и лошади. Палинологические данные из этих отложений характеризуют растительность тундрового типа.

В начале **позднего плейстоцена**, в казанцевское межледниковье, накопился комплекс аллювиальных, озерных, а на самом севере и морских осадков. Климат был теплее современного, о чем свидетельствует смещение на 200–300 км к северу границы произрастания ели и лиственницы. На Таймыре, где сейчас кустарниковые тундры, в казанцевское время произрастали леса.

В долинах многих рек в казанцевское время были сформированы песчано-галечниковые и супесчаные отложения нижней части аллювия II-й надпойменной террасы высотой 20–25 м. На Вилюе в них найдены многочисленные находки остатков млекопитающих, относящихся к позднепалеолитическому фаунистическому комплексу. В долине р. Лены выделяются озерно-аллювиальные казанцевские отложения, залегающие между моренами самаровского и первого позднеплейстоценового оледенений. На правом берегу Лены выше устья р. Ботомы в песчаной толще казанцевских отложений в погребенной почве найдены остатки стволов деревьев с корневой системой. Преобладала темнохвойная тайга с участием сибирского кедра. Современная же северная граница распространения кедра проходит значительно южнее.

За казанцевским межледниковьем последовало нижнезырянское, или ермаковское, оледенение. Ледники распространялись с плато Путорана. Южный край ледникового покрова достигал ни-

зовьев Нижней Тунгуски, на западе выходил в краевую часть Западно-Сибирской низменности, а на севере достигал Северо-Сибирской низменности. Ледник оставил после себя конечные морены, камы, озы и др. Морены мощностью до 50–100 м представлены валунными суглинками и супесями с большим количеством валунов из местных пород. В перегораженных ледниками речных долинах существовали крупные подпрудные озера. Накопившиеся в них осадки, от ленточных глин до песков и гравийно-галечных образований, распространены очень широко, но обычно имеют небольшие мощности. По сравнению с самаровским оледенением, климат ермаковской ледниковой эпохи был более континентальным, что объясняет меньшие размеры оледенения.

Во внеледниковой зоне отложения ермаковского горизонта слагают верхние части надпойменных террас высотой 18–30 м. В них наблюдаются криотурбации, линзы и клинья льда, они содержат костные остатки мамонта, северного оленя и бизона. В перигляциальной зоне Центральной Якутии к ермаковскому горизонту относится часть разреза покровных суглинисто-супесчаных и тонкопесчаных отложений с ископаемыми льдами. На Алдане в опорном разрезе Мамонтова гора ермаковский аллювий 30-метровой террасы представлен темно-серыми суглинками, пятнисто ожелезненными, с линзами и прослоями гумусированного материала с корнями травянистых растений, ветками и обломками древесины. Характерны многочисленные криотурбации. По древесине был определен абсолютный возраст отложений, равный  $35300 \pm 1300$  лет. В ермаковских отложениях найдены многочисленные остатки млекопитающих, относящихся к позднепалеолитическому фаунистическому комплексу.

Каргинская межледниковая эпоха характеризуется несколькими фазами потепления и похолодания климата. Отложения каргинского горизонта распространены главным образом в речных долинах, где они слагают низкую II террасу высотой от 10–15 до 30 м. Русловые фации аллювия представлены грубозернистыми песками и галечниками, а пойменные – преимущественно супесчано-суглинистыми и тонкопесчаными отложениями. По спорово-пыльцевым спектрам, установлено, что в каргинское время были распространены сосново-березовые леса с примесью ели, пихты, кедра, указывающие на климат более теплый и влажный, чем современный. На Алдане (в разрезе Мамонтова гора) каргинский горизонт выделен в основании ал-

лювия 20-метровой террасы. Он представлен разнородными косо-слоистыми песками с прослоями суглинков в верхней части и мелкой гальки в основании. Ниже по течению Алдана с каргинскими отложениями связаны позднепалеолитические стоянки “Усть-Миль” и “Ихине-II”. В аллювиальных слоистых супесях и суглинках были найдены кремневые орудия и кости лошади, бизона, мамонта, шерстистого носорога, северного оленя. По радиоуглеродному методу возраст отложений определен в интервале от 24 до 35 тыс. лет. К каргинским отложениям относятся погребенные почвы, встречающиеся в аллювии и деформированные мерзлотными нарушениями, образовавшимися во время последующего сартанского оледенения.

Сартанское, или позднезырянское, оледенение было горно-долинным; ледники существовали в наиболее высоких районах (плато Путорана, Приверхоянье и др.) и оставили конечноморенные гряды и холмы высотой в первые десятки метров.

В середине сартанского времени произошло незначительное потепление. В аллювии сартанского горизонта найдены многочисленные остатки фауны верхнепалеолитического комплекса.

В перигляциальной зоне сартанского оледенения развиты покровные отложения, представленные лессовидными суглинками и песчаными образованиями.

С этими отложениями связаны многочисленные позднепалеолитические памятники. Так, на Енисее — это известная “Афонтова гора” близ Красноярска, на Ангаре и ее притоках — “Красный яр”, “Мальта”, “Буряты” и др.

**Голоценовые отложения** развиты повсеместно. Это аллювий, слагающий низкие террасы и поймы рек. Его мощность на крупных реках достигает 20–25 м. В северных районах в нем встречаются захороненные линзы льда, в южных — прослой торфа с возрастом более 5000 лет.

Озерные осадки представлены пляжевыми песками, галечниками, валунниками, развитыми на побережьях оз. Байкал и других озер. Их возраст датируется от 10 000 лет и меньше. Эоловые отложения широко развиты в Чарской, Баргузинской и других впадинах. В песках встречаются погребенные почвы и остатки культуры бронзового века. Склоновые образования представлены различными типами, среди которых преобладают солифлюкционные. У подножий склонов широко развиты курумы.



# Четвертичные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока

### 25.1. Северо-Восток России

К Северо-Востоку России относится обширная территория, простирающаяся восточнее Лены и Алдана до побережий Северного Ледовитого и Тихого океанов. В ее рельефе отчетливо выделяются Верхояно-Колымская горная страна, Колымско-Чукотское нагорье и Приморская низменность, развитая в низовьях рек Индигирки, Яны и Колымы.

Четвертичные отложения Северо-Востока России изучены еще недостаточно, и единая схема их стратиграфии для этой территории не разработана. Покров четвертичных отложений Северо-Востока представлен весьма разнообразными генетическими типами отложений плейстоцена и голоцена. Нормальная стратиграфическая последовательность этих отложений прослеживается в Приморской низменности, которая на протяжении всего четвертичного периода испытывала тектоническое прогибание и являлась областью аккумуляции. Мощность четвертичных осадков достигает здесь 100–120 м. В горных районах четвертичные отложения имеют небольшую мощность и не образуют сплошного покрова.

**В Верхоянско-Колымской** горной стране, испытавшей активные новейшие поднятия и глубокое эрозионное расчленение, сохранились эоплейстоценовые отложения, выполняющие некоторые впадины и вскрытые скважинами. Они представлены аллювиальными галечниками, местами имеющими характерный красно-бурый цвет, содержат наряду с хвойными, пыльцу широколиственных пород – дуба, граба, вяза и др., характеризующих климат более теплый, чем современный.

Плейстоценовые отложения представлены аллювием, слагающим террасы всех крупных рек (Яны, Индигирки, Колымы) и их притоков. Высоты террас различны и зависят от водности рек и тектониче-

ских движений. Нижнеплейстоценовый и среднеплейстоценовый аллювий, слагающий террасы высотой соответственно 150–160, около 100 м, представлен в основном галечниками и песками русловой фации, а в верхней части – пойменными песками и алевритами мощностью до 5–10 м, в которых часто встречаются жилы и линзы льда.

Верхнеплейстоценовый аллювий Индигирки, Колымы и др. сложен галечниками с прослоями и линзами песка, супесей и суглинков, пронизанных жилами льда. В них найдены остатки растительности, споры и пыльца, а также многочисленные кости млекопитающих, в том числе кости мамонтов, хорошо сохранившиеся трупы лошадей. По этим находкам в аллювии террас высотой 40–60 м выделяются горизонты, сопоставляемые с нижнезырянским ледниковым и казанцевским межледниковым горизонтами Сибири, а в аллювии террас высотой 15–30 м, слои, сопоставляемые с верхнезырянским ледниковым и каргинским межледниковым горизонтами. В бассейне верхнего течения р. Колымы в склоновых отложениях, перекрывающих аллювий, был найден труп мамонта (“мамонтенок Дима”), радиоуглеродный возраст которого составляет 39–38 тыс. лет. Казанцевское и каргинское межледниковья были более теплыми, чем современные.

Аллювий пойм и низких (менее 15 м) террас относится уже к голоцену.

В горных районах развиты ледниковые отложения. От ранне- и среднеплейстоценовых ледниковых эпох сохранились лишь эрратические (принесенные издалека) валуны на высоких денудационных поверхностях. Среди морен позднеплейстоценового возраста широко распространены самые молодые, относящиеся ко второй половине позднего плейстоцена, сопоставляемые с верхнезырянскими или сартанскими моренами Сибири.

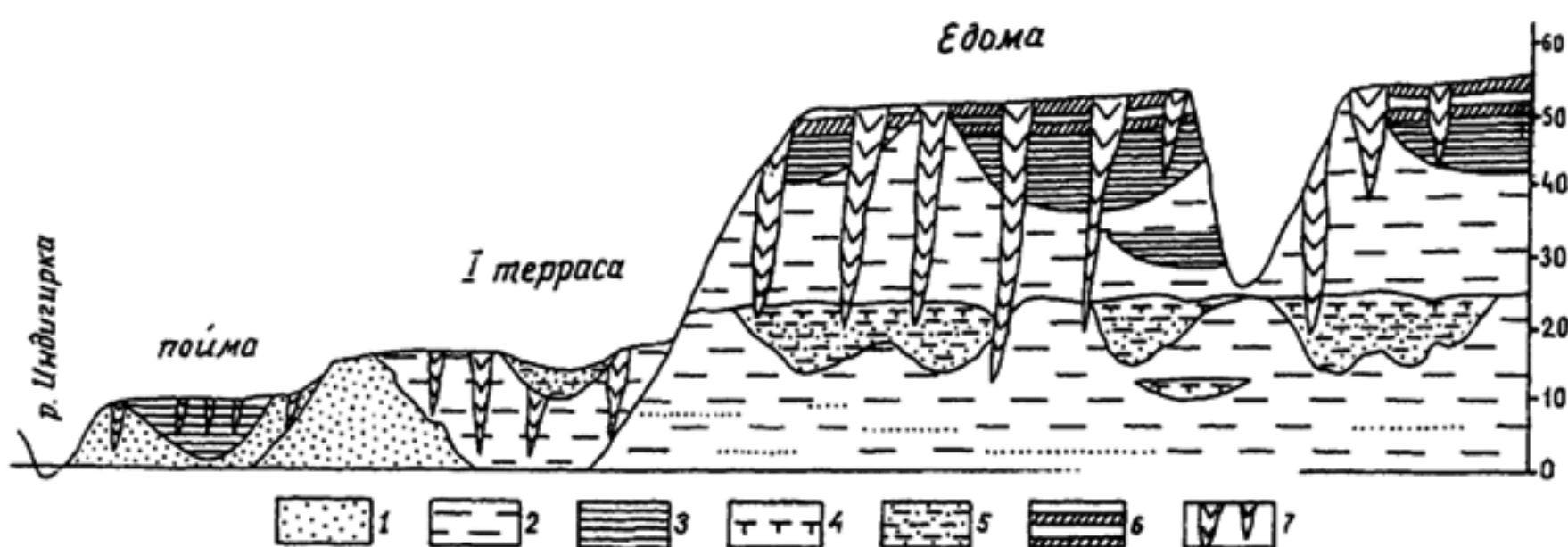
**В Колымско-Чукотском нагорье** на побережьях морей нижнеплейстоценовые осадки представлены морскими песками с прослоями галечников, а также глинами с галькой и валунами, охарактеризованные фауной моллюсков. Среднеплейстоценовые отложения Чукотки включают аллювиальные и аллювиально-озерные осадки, образовавшиеся в межледниковье, более теплом, чем современное, и отложения ледниковой эпохи. Последние представлены на побережье *крестовской* свитой, состоящей из толщи морских песков и алевритов с валунными суглинками в средней части разреза. Одни

исследователи относят эти валунные суглинки к морене, другие же считают их ледниково-морскими образованиями. Верхнечетвертичные морены на Чукотском полуострове встречаются во многих местах. Они образуют в рельефе хорошо сохранившиеся конечные гряды. В отдельных местах наблюдается переход моренных суглинков во флювиогляциальные гравийно-галечные отложения, которые вниз по долинам рек постепенно переходят в аллювий.

На побережье Чукотского полуострова, испытывающего поднятия, верхнечетвертичные осадки слагают две морские террасы высотой 40–70 и 20–40 м, образовавшиеся в казанцевское и каргинское межледниковья.

**На Приморской низменности** к эоплейстоцену и нижнему плейстоцену относят аллювиальные пески и алевриты с прослоями торфа, с фауной млекопитающих (*олерская* свита), а также морские осадки. В среднечетвертичных аллювиальных песках с примесью гравия найдены остатки мамонтов раннего типа. С поздним плейстоценом связано формирование аллювия низких террас крупных рек, а также озерных и озерно-болотных отложений. Эти отложения содержат многочисленные остатки фауны млекопитающих. В аллювии, слагающей террасы р. Березовки (приток Колымы) и р. Шандрин (приток Индигирки), были обнаружены трупы мамонтов. Радиоуглеродным методом их возраст определен от 31 до 44 тыс. лет.

На водораздельных возвышенностях, так называемых “едомах”, с абсолютной высотой 40–55 м широко распространены осадки едомной свиты или серии мощностью более 70 м. Нижняя ее часть сложена аллювиальными алевритами с тонкими линзами песка и торфа, мощностью 20–22 м. Залегающие на них с четкими следами размыва или вложения тонкозернистые горизонтально-слоистые пески, супеси и суглинки мощностью до 10 м отлагались в озерно-болотных условиях. Отложения содержат множество растительных остатков, стволы деревьев, линзы торфа. Верхняя часть свиты мощностью до 25–30 м сложена озерно-аллювиальными льдистыми алевритами. Вся толща пронизана жилами льда (рис. 82). По многочисленным костным остаткам млекопитающих, растительности и радиоуглеродным датировкам возраст едомной свиты определен как позднеплейстоценовый. Образование ее происходило в условиях тундры и лесотундры в термокарстовых озерах и речных разливах.



**Рис. 82.** Строение едомных образований в долине р. Индигирка (по Ю.А.Лаврушину, с упрощением).

1 - песок; 2 - алевриты; 3 - сильно льдистые алевриты; 4 - торф; 5 - прослой алеврита и льда; 6 - псевдоморфозы по жилам; 7 - повторно-жильные льды

К голоцену относятся аллювий пойм, осадки многочисленных термокарстовых западин, склоновые отложения, среди которых главную роль играют солифлюкционные. Солифлюкционные и солифлюкционно-делювиальные покровы перекрывают уступы и поверхности террас, превращая их в наклонные поверхности – террасоувалы.

## 25.2 Дальний Восток

Дальний Восток включает горы и впадины Приамурья, хребет Сихотэ-Алинь, Приморье и Ханкайскую депрессию. Наиболее полные разрезы четвертичных отложений наблюдаются во впадинах – Среднеамурской и др. В разрезах отложений мощностью более 100 м, вскрываемых скважинами, выделяются озерно-аллювиальные и озерные осадки почти всех стратиграфических горизонтов, начиная с эоплейстоцена. Межледниковые горизонты характеризуют теплые климатические условия в начале четвертичного периода, когда произрастали широколиственные леса с участием ореха, липы, вяза, и умеренно теплые во второй половине плейстоцена, когда преобладали хвойные леса. Ледниковые горизонты формировались в условиях тундры и лесотундры.

С аллювием рек Приамурья связаны находки палеолитических орудий. Вместе с костями млекопитающих позднеплейстоценового возраста они найдены в известной пещере Географического общества в долине р. Сучан (Сихотэ-Алинь).

К эоплейстоцену и раннему плейстоцену относятся мощные (200–400 м) оливиновые базальты, долериты, агломераты, развитые в Сихотэ-Алине, имеющие обратную полярность (эпоха Матуяма) в нижней части и прямую (эпоха Брюнес) в верхней.

В течение всего плейстоцена в долинах рек как в горных, так и равнинных районах формировался аллювий. Наблюдается закономерное строение разновозрастных аллювиальных свит, слагающих речные террасы Амура, Уссури, Имана и др. Нижние их части, сложенные галечниками с песчано-гравийным заполнителем, с примесью валунов, а часто и озерными глинами, по спорово-пыльцевым спектрам относятся к межледниковым горизонтам. Верхние части аллювия, сложенные песками, супесями и глинами, часто с криотурбациями, характеризуют холодные (ледниковые) условия образования.

Ледниковые отложения на Дальнем Востоке развиты локально. В центральных районах Сихотэ-Алиня обнаружены эрратические валуны на плоских вершинах высотой более 1000 метров. Предполагают, что они принесены среднечетвертными ледниками. В хребтах Джугджур и Становом, в верховьях долин Приохотья, Сихотэ-Алиня и других сохранились валунные суглинки морен. Среди них позднеплейстоценовые морены мощностью 10–100 м залегают в карах и трогах. Флювиогляциальные отложения слагают террасы высотой 12–15 м и ниже по течению замещаются аллювием. С поверхностями террас связаны многочисленные археологические памятники позднего палеолита с возрастом от 35 до 12 тыс. лет.

Морские плейстоценовые осадки, развитые на шельфе Охотского и Японского морей, по комплексу содержащейся морской фауны подразделяются на межледниковые и ледниковые горизонты. Ближе к современной береговой линии они переслаиваются с озерно-болотными отложениями, образовавшимися в ледниковые эпохи, когда уровень морей значительно понижался.

Голоцен включает верховые и низинные торфяники, аллювий пойм и озерные отложения и морские осадки прибрежной части, делювиальные и коллювиальные отложения склонов и элювий выровненных водораздельных пространств.

## Глава 26

### Океаны

Стратиграфия четвертичных отложений океанов в последние десятилетия развивается очень активно. Это объясняется широким распространением в океанах непрерывных разрезов осадков и отражением в их составе изменений природной среды. Для стратиграфии океанских четвертичных отложений применяются следующие основные методы: палеомагнитный, климатостратиграфический и биостратиграфический с возрастными оценками выделяемых подразделений методами абсолютной геохронологии.

Климатостратиграфические методы основаны на реакции сообществ организмов и изотопного состава их скелетных форм на климатические изменения. Изменения в составе тонатоценозов в разрезах океанских осадков позволяют выделять “тепловодные” и “холодноводные” горизонты. Эти горизонты коррелируются с климатическими колебаниями на континентах. Последним достижением климатостратиграфии явилось создание и развитие изотопно-кислородного метода, основанного на изменениях изотопного состава кислорода воды океана вследствие колебаний ее температуры (см. гл. 17). Сначала Шеклтон и Опдаик для колонки из экваториальной части Тихого океана выделили 22 изотопно-кислородных стадии. Несколько позже Ван Донк на колонке тропической Атлантики предложил нумерацию 23–41 для более ранних стадий. Таким образом он распространил изотопно-кислородную шкалу на весь четвертичный период. Ее верхние подразделения хорошо коррелируются с этапами материковых оледенений.

В настоящее время в донных осадках океанов выделяются все стратиграфические комплексы от эоплейстоцена до голоцена, включающие теплые и холодные ярусы.

#### 26.1 Четвертичные отложения шельфа Баренцева моря

Баренцевоморский шельф в геологическом и геоморфологическом отношении является одним из наиболее изученных в России, что связано с высокими перспективами его нефтегазоносности. Здесь

проведен большой объем геофизических исследований (главным образом, непрерывное сейсмоакустическое зондирование), почти повсеместно отобраны образцы с помощью грунтовых трубок (с колонками до 6 м) и пробурено несколько скважин.

На формирование четвертичных отложений Баренцевоморского шельфа большое влияние оказывали оледенения, о масштабах и характере которых имеются крайне различные точки зрения. Одна из реконструкций (М.Г.Гросвальд) предполагает наличие на шельфе Баренцева моря огромного, до нескольких километров мощности, ледникового щита с центром, расположенным в восточной части бассейна. В то же время мариногляциальная гипотеза (И.Д.Данилов) полностью отрицает мощность покровного оледенения арктических шельфов. Согласно третьей наиболее распространенной гипотезе (Г.Г.Матишов и др.) и подкрепленной новыми фактическими данными, шельф Баренцева моря подвергался частичному полупокровному оледенению, неоднократное распространение которого происходило из нескольких ледниковых центров, располагавшихся на суше. Из этого следует, что четвертичные отложения Баренцевоморского шельфа формировались в ледниково-морских условиях при резких изменениях климата и колебаниях уровня моря.

К наиболее древним нижне-среднеплейстоценовым четвертичным отложениям, вскрытым одной из скважин, относятся плотные, алевроитистые глины мощностью до 12 м. В основании толщи залегает 4-метровый горизонт черных глин, характеризующийся наивысшим содержанием собственно пелитовых фракций. Верхние 8 м нижне- и среднеплейстоценовой толщи отличаются от нижнего базальтового горизонта серовато-бурым коричневым цветом и рядом других литологических особенностей. В частности здесь местами встречаются отдельные горизонты тонкослоистых, ленточного типа глин, представляющих собой чередование 1–2 мм слойков коричневой глины и тончайших (0,1–0,5 мм) прослоек светло-палевых мелких алевроитов. Содержащиеся в этих отложениях микрофауна и микрофлора характеризуются смешанным составом и многочисленными следами перетолжения. Так, среди диатомовых, спор и пыльцы, а также фораминифер, наряду с плейстоценовыми формами присутствуют меловые и палеогеновые. Причем снизу вверх соотношение меняется от преобладания меловых к господству плейстоценовых. Появление в низах толщи наряду с более древними и плейстоценовых форм позво-

ляет отнести описываемую толщу к плейстоцену. По литологии и другим характеристикам эта толща, по мнению Ю.А.Павлидиса и др., сопоставляется с ледниково-морскими глинами и суглинками нижне-среднеплейстоценового возраста, распространенными в Западной Сибири, на Печорской и Мезенской низменностях.

К среднему плейстоцену условно относятся конечные морены, четко выраженные в рельефе дна и залегающие на поверхности древних дочетвертичных дислоцированных осадочных пород. Эти морены обычно перекрываются либо морскими и ледниково-морскими осадками, либо более молодыми ледниковыми образованиями. Последние представляют собой конечные морены, имеющие уже позднеплейстоценовый возраст; они имеют хорошую сохранность и формируют четко выраженный грядовой рельеф поверхности дна. Мощность их достигает нескольких десятков метров, а иногда превышает 100 м. Морены имеют, как правило, глинисто-суглинистый состав с различной примесью грубообломочного, неокатанного каменного материала. По цвету выделяются темно-серые и красновато-коричневые морены, что связано с литологическим составом пород субстрата. Местами морены покрыты тонким (до 2–3 м) слоем голоценовых осадков.

К верхнему плейстоцену относится также толща алевритистых и песчанистых глин с отдельными маломощными прослоями песков и алевритов, формировавшаяся в ледниково-морских условиях. Комплексы холодноводных плейстоценовых фораминифер и диатомовых, а также споропыльцевые данные позволяют отнести эту толщу ко времени валдайского оледенения.

Граница плейстоцена и голоцена в осадках четко фиксируется по комплексам диатомовых, спорам и пыльце. Голоценовые отложения представлены илами и глинами, наиболее алевритистыми среди четвертичных осадков. По бентосным фораминиферам Т.А.Хусид выделила в осадках суббореальные, субатлантические, атлантические и бореальные слои.

Таким образом имеющиеся данные позволяют предположить, что на шельфе Баренцева моря, особенно в его южной части, даже в периоды гляциоэвстатических регрессий, происходило непрерывное осадконакопление. Периодически в бассейн поступал терригенный материал ледового и айсбергового разноса. Палеоклиматические и палеоэкологические условия плейстоцена, в особенности позднего, были достаточно контрастными, что отражалось на быстрой смене микрофаунистических и флористических комплексов.



### Полезные ископаемые, связанные с четвертичными отложениями

Доступность поверхностных четвертичных отложений и легкость добычи открытым способом с давних времен привлекала человечество к использованию связанных с ними месторождений минерального сырья. Месторождения полезных ископаемых в четвертичных отложениях всегда приурочены к определенным генетическим типам. Это позволяет выделить на картах четвертичных отложений, обычно построенных по генетически-возрастному принципу, перспективные площади на те или иные полезные ископаемые.

#### 27.1. Элювиальные месторождения полезных ископаемых

С элювием связаны два основных вида полезных ископаемых — *россыпи* и *строительные материалы*. Кроме того в керамическом и фарфоровом производствах используются каолиновые глины химических кор выветривания.

**Россыпи** представляют собой вторичные концентрации полезных минералов среди рыхлых обломочных отложений, возникшие в процессе разрушения коренных горных пород и минеральных месторождений. В россыпях концентрируются главным образом минералы с повышенной плотностью ( $>4,0$ ), высокой механической прочностью и химической стойкостью. Важнейшим фактором, определяющим формирование россыпей являются коренные источники ценных минералов, геологическое строение, рельеф и климат.

Наиболее важное промышленное значение имеют элювиальные россыпи редких металлов (тантала, ниобия, титана и др.), а также золота и платины. Кроме того разрабатываются россыпи алмазов, барита, пьезокварца, корунда, топазов, изумрудов, сапфиров и других драгоценных и полудрагоценных камней. Элювиальные россыпи

образуются в контурах эндогенных месторождений коренных пород или рудоносных осадочных образований. Состав и характер распределения в них полезных минералов всегда унаследован от коренных рудных скоплений. Относительное содержание полезных компонентов в россыпях обычно выше, чем в материнских породах. Элювиальные россыпи в большинстве случаев имеют небольшие размеры.

Наиболее благоприятными для формирования элювиальных россыпей являются области с гумидным тропическим, субтропическим и умеренным климатом. Здесь происходит наиболее интенсивное химическое выветривание, способствующее наибольшему разрушению коренных пород и высвобождению полезного ископаемого.

Элювиальные россыпи алмазов приурочены к тропической гумидной зоне (Южная Африка) и образуются главным образом на кимберлитовых трубках и реже дайках, выходящих на дневную поверхность. По своей форме они повторяют очертание кимберлитовых тел. Общая мощность кор выветривания кимберлитов, образование которых шло длительное время, включая и четвертичную эпоху, в Африке достигает 200–350 м, и в них прослеживается четкая вертикальная зональность. Россыпи, обычно отличаются высоким содержанием алмазов, достигающим 200–300 карат на м<sup>3</sup>. Это примерно в 3–6 раз выше, чем их содержание в неизмененных породах.

Элювиальные россыпи ильменита возникают за счет выветривания пород основного состава. Промышленное значение имеют также элювиальные россыпи касситерита в корах выветривания латеритного и каолинитового типов.

В засушливых полярных или жарких областях с большими перепадами суточных и сезонных температур образуются **россыпи физического выветривания**. Их промышленное значение, по сравнению с россыпями химических кор выветривания, намного меньше. Полезный компонент в элювиальных россыпях физического выветривания большей частью заключен в обломках коренных пород в сростках с другими минералами. Его содержание близко к концентрациям в коренном источнике. Благодаря гравитационной просадке в ряде случаев наблюдается обогащение полезным компонентом нижней части элювия.

## 27.2. Субаэрально-фитогенные месторождения полезных ископаемых

С субаэрально-фитогенными образованиями связаны **торфяные месторождения**, широко развитые в Северной Евразии. Промышленное месторождение представляет собой торфяную залежь, образованную напластованием торфов различных видов, которая по размерам, качеству и условиям залегания пригодна для разработки. Выделяется несколько основных типов торфяных залежей: **низинный, верховой, смешанный**.

Промышленная добыча торфа производится на месторождениях площадью свыше 100 га, где его мощность составляет несколько метров. Месторождения меньшей площади разрабатываются для местных нужд.

## 27.3. Коллювиальные месторождения полезных ископаемых

С коллювиальными отложениями, имеющими широкое распространение и большое литологическое разнообразие, связаны месторождения различных видов **нерудного сырья**. Крупные скопления обвального и осыпного коллювия могут рассматриваться в качестве месторождений строительного камня и щебня. Коллювиальные отложения используются главным образом как материал для полотна дорог, насыпных плотин, сооружения каналов и подсыпки морских пляжей. С делювиальными шлейфами склонов часто связаны небольшие скопления глин, которые могут быть использованы для изготовления кирпича и в гончарном производстве.

**Коллювиальные россыпи** образуются при перемещении элювия коренных месторождений или элювиальных россыпей под влиянием различных склоновых процессов (плоскостного смыва, оползней, солифлюкции и т.д.). Среди них наиболее широко распространены **делювиальные россыпи**, имеющие в общем случае веерообразную или вытянутую форму. Наиболее благоприятными условиями для образования делювиальной россыпи являются такие, когда выход рудной жилы расположен по падению склона. Промышленные делювиальные россыпи образуются довольно редко, лишь при разрушении очень богатых и крупных коренных источников или более древних россыпей.

**Делювиальные** россыпи золота, олова, вольфрама и танталониобатов имеют небольшие размеры: протяженность в первые сотни метров, мощность до 10 м. Ширина россыпи определяется размерами выхода на склоне источника питания.

**Солифлюкционные** россыпи формируются на коренных склонах при массовом смещении обломочного материала, происходящего при жидко- или вязкотекучей концентрации грунта. Они особенно характерны для зоны вечной или сезонной мерзлоты, где движению масс на склонах способствует значительная водонасыщенность обломочного материала в условиях периодического промерзания и оттаивания, а также для влажных тропических районов, где обогащенные мелкоземом массы движутся в условиях переменного намочания и просыхания. При солифлюкционном смещении полезный компонент распределяется в толще склоновых отложений сравнительно равномерно, а перемещение его от источника питания может достигать многих сотен метров. В вертикальном разрезе концентрации полезного компонента приурочены к основанию солифлюкционных отложений. На склонах массового смещения, сложенных крупноглыбовыми развалами (курумы, каменные реки), а также при участии вертикального перемещения материала под влиянием криогенных процессов, возникают два обогащенных прослоя в основании разреза и в поверхностном слое.

Известны оловянные, оловянно-вольфрамовые и золотоносные солифлюкционные россыпи, а также россыпи алмазов, ювелирных камней и некоторых других полезных компонентов.

#### **27.4. Аквальные (водные) месторождения полезных ископаемых**

С аллювиальными, пролювиальными и озерными отложениями аквальной группы генетических типов, отличающимися большим литологическим разнообразием, связаны месторождения многих видов полезных ископаемых. Среди них наиболее важными являются *россыпи, стройматериалы и пресные подземные воды.*

**Аллювиальные месторождения**

**Аллювиальные россыпи** золота, платины, касситерита, вольфрамита, алмазов и других полезных минералов представляют огром-

ный промышленный интерес, интенсивно разрабатываются и разведываются.

На образование этих россыпей решающее влияние оказывают гидродинамические условия переноса наносов и миграционная способность или подвижность полезных минералов. Наибольшую подвижность имеют алмаз и циркон, наименьшую золото и платина. Промежуточное положение между ними занимают монацит, магнетит, шеелит, касситерит и др.

Перенос и концентрация золота и платины в связи с их очень большой плотностью возможны только при высоких придонных скоростях течения. Поэтому россыпи этих металлов, как правило, приурочены к грубому аллювию однорукавных русел, отлагающемуся в наиболее активной гидродинамической обстановке. Самой благоприятной для формирования россыпей является стрежневая фация. Накопление россыпных минералов в большинстве случаев происходит в фазу врезания, когда русловые процессы характеризуются наибольшей активностью.

В строении аллювиальных россыпей по вертикали (снизу вверх) различают: 1) *плотик*, или коренное ложе; 2) *пески* – горизонт отложений, обогащенный полезным компонентом; 3) *торфа* – горизонт пустой породы (рис. 83). Россыпи, состоящие из одного горизонта торфов и одного горизонта песков, называются простыми, а из нескольких горизонтов торфов и песков – сложными. В последнем случае каждый прослой пустой породы служит торфами для нижележащего горизонта песков и ложным (не коренным) плотиком – для вышележащего.

подавляющее большинство золотоносных россыпей залегает на коренном плотике или над ним в щебнисто-галечных отложениях, скрепленных в плотную массу глинистым или песчано-глинистым заполнителем. В них часто встречаются слабо окатанные валуны, принесенные потоком, и угловатые обломки различных размеров, образующиеся при выветривании плотика. Золото, сравнительно легко проходящее через стрежневые галечниковые слои с песчаным заполнителем, задерживается в слоях с глинистым цементом, так как гравитационное перемещение и вибрационная просадка здесь резко уменьшаются. Глинистая фракция формируется в процессе истирания движущихся обломков, а также за счет выветривания пород пло-

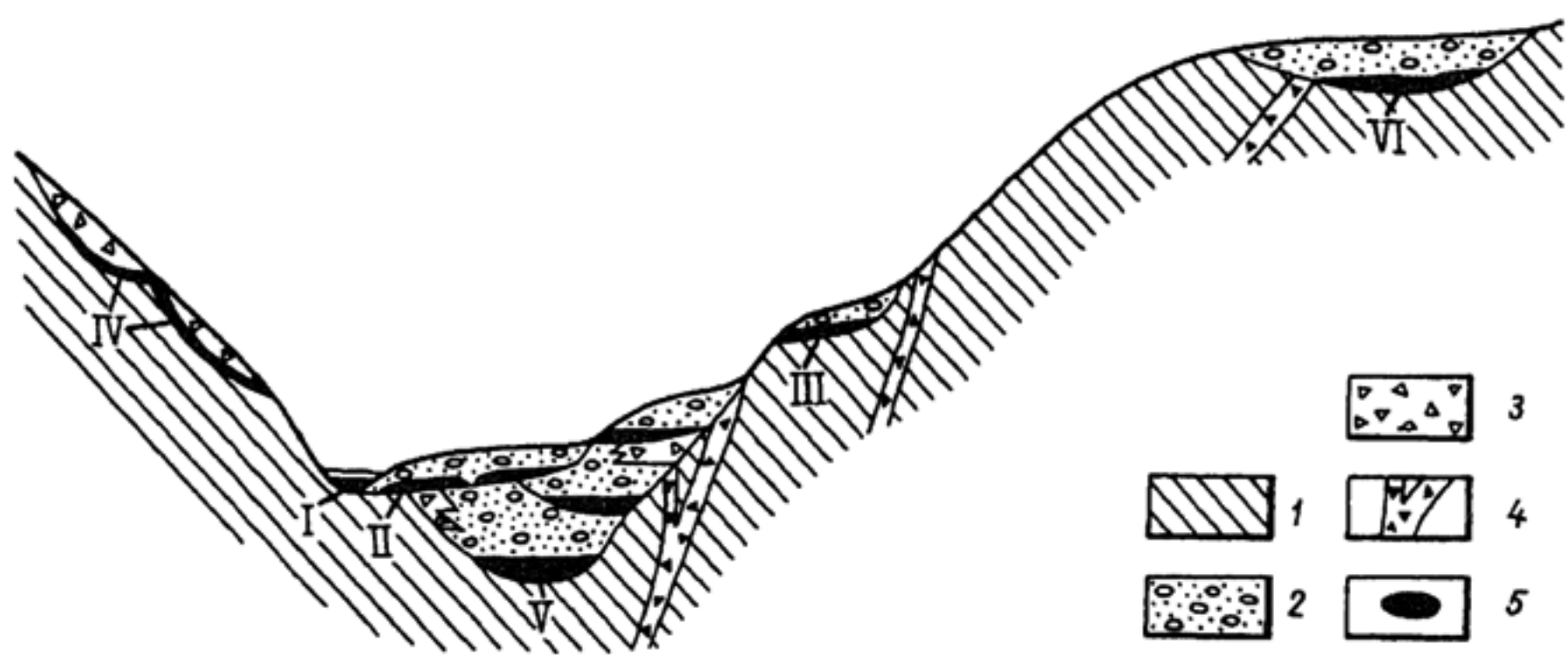


Рис. 83. Принципиальная схема положения россыпей в разрезе речной долины (по Б.В.Рыжову и др.).

1 - коренные породы ("плотик"); 2 - аллювиальные отложения, не содержащие или обедненные полезным компонентом ("торфа"); 3 - коллювиальный материал; 4 - жильные образования с коренным рудопроявлением; 5 - аллювиальные отложения, обогащенные полезным компонентом ("пески"). Римскими цифрами обозначены: I - русловая россыпь; II - долинная или пойменная россыпь; III - террасовая россыпь; IV - коллювиальная россыпь; V - россыпь погребенного вреза ("плотиковая") и ярусные ("надплотиковые") россыпи; VI - россыпь приподнятой (древней) гидросети. I, II, III и VI - простые россыпи, V - сложные многоярусные россыпи

тика. Если плотик сложен крепкими, но сильно трещиноватыми породами, часто образуется так называемая "плотиковая щетка", характеризующаяся неровной поверхностью с многочисленными бороздами, глубокими карманами и выступами. Эта щетка задерживает перемещающиеся россыпеобразующие минералы. В результате могут сформироваться *плотиковые россыпи*, к которым относятся многие самые крупные и богатые по содержанию полезного компонента аллювиальные россыпи.

По отношению к источнику питания и условиям формирования различают россыпи **ближнего сноса** (автохтонные) и **дальнего переноса и переотложения** (аллохтонные). Россыпи золота и платины ближнего сноса обладают очень малой горизонтальной миграционной способностью. Поэтому верховья речных долин в золотоносных районах наиболее благоприятны для формирования россыпей автохтонного типа, расположенных в непосредственной близости (15-20 км) от источников питания. В результате высокой шероховатости русел в верхних частях горных долин улавливается почти все сво-

бодное золото, поступающее со склонов и распадков. Кроме того, обломки пород, содержащих золото или платину, наиболее интенсивно разрушаются и окатываются на первых километрах переноса. Россыпи ближнего сноса имеют грубообломочный состав, небольшие мощности продуктивных пластов (первые метры) и сравнительно крупные размеры зерен полезных минералов.

При формировании россыпей непосредственно на плотике, кроме строения коренных пород большое значение имеет также и его рельеф. Значительные эрозионные понижения, которые могут быть ловушками для тяжелых минералов, часто формируются под воздействием водоворотов, образующихся у струенаправляющих перемычек. Поэтому реки с большим количеством перемычек этого типа весьма благоприятны для формирования *гнездовых* плотиковых россыпей. Благоприятным фактором для формирования россыпей ниже суживающих перемычек является уменьшение уклона продольного профиля русла и скорости потока. Гидродинамические условия в углублениях под водопадами очень благоприятны для естественного обогащения аллювия тяжелыми минералами. Аллювий, выполняющий углубления под водопадами, нередко характеризуется повышенным (до 4 раз) содержанием знакового золота. Небольшие, но очень богатые россыпи такого типа называются старателями "*золотыми сундуками*".

Россыпи дальнего переноса и переотложения (аллохтонные) образуются за счет устойчивых к выветриванию и механическому истиранию тяжелых минералов. К типично аллохтонным россыпям относятся *косовые* россыпи золота, часто приуроченные к отложениям разветвленных русел. Для косовых золотоносных россыпей наиболее благоприятными являются отложения субфаций побочневой, головных частей кос и островов. Среди субфаций проток большой интерес представляют грубые отложения основных русел и крупных продольных протоков.

Для накопления россыпи редких металлов (монацит, ильменит, циркон и т.д.) в пределах речных долин наиболее благоприятны подпрудная фациальная обстановка, образующаяся перед перегораживающими перемычками, а также разветвленные русла.

Алмаз, как самый подвижный минерал, может формировать россыпи, значительно удаленные от коренных источников. Для образования россыпных концентраций алмазов наиболее благоприятна

гидродинамическая обстановка стрежня потока и в особенности плесов. В отложениях разветвленных русел богатые россыпи алмазов чаще всего приурочены к головным частям кос и островов, сложенных наиболее грубым, обычно валунно-галечниковым материалом. В изгибающихся руслах россыпи алмазов тяготеют к побочной фации.

Подавляющее большинство аллювиальных россыпей золота, платины и других полезных минералов залегают на коренном плотике и поэтому их называют "*плотиковыми*". Однако при накоплении констративного аллювия значительной мощности могут образоваться так называемые "*надплотиковые россыпи*", часто имеющие ярусное строение (рис. 83). При их формировании роль ложных (некоренных) плотиков из грубого слабо перемещаемого материала могут играть отложения субфации основных русел и в особенности самоотмостки. Для накопления россыпного золота и платины наиболее благоприятны ложные плотики, сложенные грубым валунно-глыбовым или щебнисто-галечниковым материалом, скрепленным глинистым или песчано-глинистым цементом.

В констративном аллювии террас концентрация тяжелых минералов надплотниковых россыпей отмечается также в слоях и линзах галечников с наиболее крупными гальками и валунами. Как правило, слои и линзы, обогащенные крупной галькой и валунами с очень плохой механической дифференциацией и повышенной глинистостью (10-20% от общего количества заполнителя), содержат повышенное содержание золота.

В зависимости от геоморфологического положения выделяются следующие типы четвертичных аллювиальных россыпей: 1) *русловые*; 2) *косовые*; 3) *долинные* или *пойменные*; 4) *террасовые*; 5) *погребенных врезов*; 6) *приподнятой* (древней) *гидросети* (рис. 83).

**Русловые россыпи**, залегают в русле водного потока или непосредственно под ним и находятся в процессе формирования. Они образуются путем непосредственного размыва коренного источника или за счет более древних долинных и террасовых россыпей. Обычно русловые россыпи содержат небольшие запасы, но являются надежным поисковым признаком более крупных месторождений других типов. Самостоятельное промышленное значение имеют лишь русловые россыпи алмазов, золота, платины и поделочных камней.

**Косовые россыпи** приурочены к галечным островам, косам и прирусловым отмелям (побочьям). Они относятся к автохтонному



типу, имеют гнездовой характер и представлены маломощными слоями и линзами, обогащенными полезными минералами, чередующимися с прослоями "пустых" отложений. Мощность продуктивного пласта, локализующегося в верхних горизонтах аллювия, редко превышает 1 м. Промышленное значение таких россыпей невелико. Однако косовые россыпи, как и русловые, служат надежным признаком наличия в долинах других видов россыпей и их коренных источников.

**Долинные россыпи** связаны с днищем современной долины. Они залегают в поймах и являются уже окончательно сформировавшимися. Долинные россыпи наиболее широко распространены и имеют наибольшее практическое значение для добычи золота, платины, олова, титана и алмазов. В отличие от русловых и косовых россыпей, они утратили связь с современным руслом и отделены от него толщей рыхлых пород, не содержащих промышленных концентраций полезных минералов. Долинные россыпи приурочены к коренному ложу долины (плотику) (рис. 83, I) и реже к поверхности размыва внутри рыхлой толщи (ложному плотику).

Морфология и запасы полезных минералов долинных россыпей находятся в тесной связи с размерами речных долин. В долинах малых водотоков преобладают лентообразные россыпи с высокими концентрациями, но небольшими запасами. Для крупных долин характерны струйчатые, изометричные, гнездовые россыпи с весьма неравномерным распределением и в целом низкими концентрациями. Наибольшие запасы полезных минералов сосредоточены в россыпях долин средних размеров.

**Террасовые россыпи** залегают в аллювии речных террас и образуются из долинных россыпей, сохранившихся после формирования нового врезания (по существу, это древние долинные россыпи). Россыпи эрозионных террас приурочены к плотику коренных пород (плотиковой щетке) и не имеют аллювиальной покрывки. В цокольных террасах россыпи слагают нижнюю часть аллювия (рис. 83, III). Россыпи аккумулятивных террас залегают внутри толщи аллювия на ложных плотиках различного генезиса (рис. 83, V). Концентрации полезных компонентов, главным образом алмазов, золота, платины и касситерита, определяются богатством источников питания и зависят от соотношения привноса и выноса полезных минералов при перемещении их с одного террасового уровня на другой. Если при пере-

отложении россыпи на нижний уровень происходит дополнительное поступление полезных минералов из источников питания, вскрываемых при врезании реки, концентрации полезных компонентов увеличиваются от верхнего уровня к нижнему, достигая максимума на последнем. В случае, когда дополнительное питание в россыпь не поступает, концентрация полезных минералов вследствие их выноса рекой к нижнему уровню уменьшается.

**Россыпи погребенных врезов** могут содержать значительные запасы полезных минералов. Однако их обнаружение и разведка требуют проведения геофизических и буровых работ, а также детального палеогеоморфологического анализа.

**Россыпи приподнятой** (древней) гидрографической сети имеют различное высотное положение по отношению к днищам современных долин и могут быть приурочены как к низким, так и высоким водоразделам (рис. 83, VI). К настоящему времени россыпи современной гидросети в значительной мере выработаны и весьма важной задачей является открытие древних россыпей золота и других полезных минералов. При изучении мощных толщ древнего аллювия в целях поиска россыпей его фациальный анализ приобретает первостепенное значение.

**Строительные материалы.** К современным и древним аллювиальным отложениям приурочено большинство месторождений песка и гравийно-галечного материала. Аллювиальные пески применяют для очень разнообразных целей, в том числе и как формовочное сырье для производства низкосортного стекла, силикатного кирпича и бетона, а галечники и валуны широко используют в качестве балласта при дорожном строительстве. В горном аллювии достаточно чистые строительные пески без примеси галек и валунов приурочены к отложениям подпрудной субфации.

Особого внимания заслуживают отложения субфации зоны выклинивания подпора. Они обладают равномерным составом, в них практически нет глинистых и пылеватых частиц, а также органических веществ, понижающих качество бетона.

**Подземные воды.** С аллювиальными отложениями, как правило, связаны богатые запасы пресных вод. Высокая пористость песчано-гравийно-галечниковых слоев, вложенных в коренные породы, которые являются обычно менее проницаемыми и образуют более или менее хорошие водоупоры, способствует активной инфильтрации в

них (в аллювий) поверхностных вод, естественной очистке последних и формированию их больших запасов. Важно, что они постоянно пополняются. Месторождения аллювиальных подземных вод повсеместно активно эксплуатируются.

### Пролювиальные месторождения.

Полезные ископаемые, связанные с конусами выноса и их предгорными шлейфами, развиты главным образом в аридных и семиаридных областях. Наибольший практический интерес представляют конусы выноса рек с постоянным стоком или наземные сухие дельты рек. К их вершинной зоне, сложенной мощными толщами валунно-галечных отложений потоковой фации, приурочены месторождения *балластового сырья* со значительными запасами. В краевой зоне таких конусов осадки застойно-водной группы фаций могут быть представлены суглинками, пригодными для *производства кирпича*.

*Пролювиальные россыпи* характеризуются слабой сортировкой обломочного материала и, как правило, низкой и неравномерной концентрацией полезных компонентов. Промышленные пролювиальные россыпи образуются редко. Известны пролювиальные россыпи алмазов, золота, касситерита и др. В пределы конусов выноса выносятся преимущественно мелкое золото, перемещаемое во взвешенном состоянии. Вместе с ним могут перемещаться циркон, ильменит, касситерит и другие минералы небольшой плотности.

Крупные конусы выноса постоянных рек обычно сильно обводнены. Хорошая водопроницаемость отложений потоковой и веерной фаций пролювия способствует достаточно интенсивной циркуляции подземных вод. Поэтому крупные пролювиальные конусы выноса постоянных рек содержат большие запасы пресных подземных вод, которые интенсивно эксплуатируются. Пролувий рек временного стока получает гораздо меньше инфильтрующихся поверхностных вод и его литологические особенности обуславливают очень малые скорости фильтрации. Поэтому *запасы подземных вод* в его толщах невелики, а сами воды в большинстве случаев сильно минерализованы.

### Озерные месторождения

#### полезных ископаемых.

С озерными отложениями связаны разнообразные виды полезных ископаемых, нередко имеющие важное промышленное значение. Среди них прежде всего надо отметить *сапропели*, которые представляют собой донные пелитовые осадки, переполненные планкто-

ном и растительными остатками, переработанными анаэробными бактериями. Сапропели являются сырьем для химической промышленности, используются как эффективное удобрение и для подкормки животных, так как обладают биостимулирующими свойствами. Озерные *диатомиты* используются в пищевой и химической промышленности, а также как шлифующий материал. В донных осадках озер могут формироваться *железо-марганцевые конкреции*, скопления которых называют *озерными рудами*. Озерные железные руды не образуют крупных промышленных скоплений, но в прежние времена достаточно широко разрабатывались. Важно отметить, что после выработки они возобновляются через 15–20 лет.

К озерным полезным ископаемым относятся также концентрированные калий-натриевые растворы *солей* современных озер бессточных котловин сухих и жарких областей. Их соляная масса состоит из соляного рассола и твердой субстанции, находящихся в состоянии подвижного равновесия. Очень важны в практическом использовании *самоосадочные соли* сульфатных и хлоридных озер, из которых добывается мирабилит, сода, поваренная соль, бораты и др.

С озерными отложениями связаны *лечебные грязи и илы*, имеющие большое бальнеологическое значение при лечении некоторых заболеваний. Пляжевая и прибрежные фации озерных отложений могут содержать скопление галечников, гравия и песков, пригодных для разработки в качестве стройматериалов и формовочных песков. Месторождения озерных глин обычно маломощны и пригодны только для местного кирпичного производства.

Для нужд сельского хозяйства используется озерный мергель или "гажа", который содержит от 50 до 95% карбоната кальция. Поэтому его применяют для известкования кислых почв с целью повышения их плодородия.

Озерные *россыпи* генетически связаны с волновыми и волноприбойными процессами, а также с деятельностью течений в пределах замкнутых водных бассейнов. Однако их гидродинамическая активность очень мала и это определяет крайне слабую россыпеобразующую дифференциацию отложений в озерных водоемах или в их береговой зоне. Поэтому появление озерных россыпей полезных ископаемых – явление редкое. Озерные россыпи образуются за счет выноса реками материала, а также при размыве коренных источников и промежуточных коллекторов, расположенных в береговой

зоне озер. Известны промышленные пляжевые озерные россыпи золота, алмазов, шеелита, касситерита и тантало-ниобатов, а также донные россыпи янтаря, приуроченные к илистым осадкам глубоководной фации.

## 27.5 Ледниковые месторождения полезных ископаемых

Изменчивый гранулометрический состав моренных отложений, богатых глинистыми разностями, ограничивает их использование в качестве месторождений *строительных материалов*. Маловалунные суглинисто-глинистые морены применяют для производства кирпича. С перемытыми моренами связаны крупные скопления валунов, которые могут быть использованы как балластный материал при дорожном строительстве. Моренные *россыпи* встречаются крайне редко, так как процесс формирования ледниковых отложений не способствует россыпеобразованию. Моренные россыпи возникают в результате включения в состав ледниковых отложений при их накоплении образований других генетических типов, чаще всего аллювиальных, содержащих ценные минералы. Полезными компонентами ледниковых россыпей могут быть алмаз, золото, платина, ювелирные камни. Хотя ледниковые россыпи редко разрабатываются, они могут представлять собой промежуточные коллектора для образования аллювиальных и прибрежно-морских россыпей.

Водноледниковые или флювиогляциальные отложения представляют наибольший практический интерес с точки зрения их использования в качестве *строительных материалов*. Это объясняется их широким распространением в областях древнего материкового оледенения и пестрым гранулометрическим и литологическим составом. Промышленные скопления песчано-гравийной смеси приурочены главным образом к флювиогляциальным дельтам, зандрам, озам и камам средне- и позднечетвертичного возраста. Полезная толща этих месторождений обычно имеет неоднородное линзовидно-слоистое строение. Наиболее крупные зандровые накопления иногда содержат песчано-гравийную смесь в количестве 40–60 млн. м<sup>3</sup>, но обычные месторождения с запасами 15–20 млн. м<sup>3</sup>. Для месторождений зандрового типа характерны выдержанность мощности и постепенное уменьшение крупности обломочного материала по мере удаления от

края бывшего ледника. Меньшие запасы песчано-гравийной смеси приурочены к озам и камам. Флювиогляциальные пески характеризуются непостоянным гранулометрическим составом, слабой окатанностью и значительной глинистостью. Они используются в качестве формовочного, реже стекольного сырья.

Из озерно-ледниковых отложений практический интерес представляют *ленточные глины* и *пески*, развитые в контурах бывших приледниковых озерных бассейнов. Они применяются для производства *кирпича* и других *строительных материалов*.

## 27.6. Эоловые месторождения полезных ископаемых

Среди эоловых отложений практический интерес представляют *пески*, *лессы*, а также *россыпи*. Эоловые пески по своим литологическим показателям пригодны для строительно-дорожных работ, для производства *бетона* и как *формовочное сырье*. Кварцевые пески используются в стекольном производстве и при изготовлении силикатного кирпича. Лессы применяются для производства саманного кирпича. Более тяжелые суглинки, лишенные известковистых конкреций, пригодны для изготовления черепицы и для гончарного производства. Имея покровное залегание и значительную мощность, лессы могут образовывать крупные месторождения.

*Эоловые россыпи* обычно образуются в аридных районах за счет переработки ветром россыпей других типов, в основном прибрежно-морских. В зависимости от преобладания выдувания (дефляции) или накопления материала различаются *дефляционные россыпи* и *россыпи эоловой аккумуляции*. Первые развиты преимущественно во внутриконтинентальных аридных районах при господстве ветров одного направления, наличии промежуточных коллекторов и отсутствии растительного покрова. Россыпи эоловой аккумуляции преобладают на открытых морских и океанических побережьях, имеющих благоприятную ориентировку относительно преобладающих ветров. Они образуются при наличии пляжей с достаточными запасами песка, обогащенного полезными минералами. В результате перевевания песков аккумулятивных береговых форм рельефа возникают дюнные эоловые россыпи, иногда достигающие значительных размеров.

## 27.7. Субэзрально-морские отложения полезных ископаемых

В субэзрально-морских отложениях серьезный практический интерес представляют только дельтовые накопления, с которыми связаны некоторые виды *россыпей* и месторождения *строительных материалов*, а также глины для кирпичного и гончарного производства. Дельтовые россыпи образуются за счет полезных компонентов, содержащихся в обломочном материале, выносимом реками с суши. Они формируются в результате сложного взаимодействия речных и морских эрозионно-аккумулятивных процессов, приводящих при определенных условиях к промышленной концентрации полезных минералов. Большинство дельтовых россыпей относятся к аллохтонным россыпям дальнего сноса и переотложения. Для них характерны минералы, обладающие значительной миграционной способностью (циркон, ильменит, рутил, монацит, алмазы и янтарь). Россыпи слабоустойчивых к переносу минералов (касситерит, золото, платина) встречаются значительно реже, в случаях близости источников сноса. Наиболее богатыми являются авандельтовые россыпи, формирующиеся под воздействием волн и течений. В надводной части дельты промышленные скопления, обычно менее значительные, образуются на участках размыва дельтовых отложений мигрирующими рукавами. Дельтовые россыпи являются основным источником питания прибрежно-морских россыпей.

## 27.8. Морские месторождения полезных ископаемых

С морскими генетическими типами четвертичных отложений связаны весьма разнообразные полезные ископаемые: от стройматериалов и россыпей до железо-марганцевых конкреций и массивных сульфидов.

**Морские россыпи** образуются под воздействием волнения и течений, активно перерабатывающих терригенный обломочный материал, поступающий в виде речных наносов и в результате абразии берегов. В пределах побережий известны современные *пляжевые* и древние *террасовые* россыпи. На шельфе выделяются затопленные морские россыпи, связанные с древними погруженными береговыми

зонами. Современные пляжевые россыпи приурочены к отложениям, залегающим в зонах воздействия волнения, приливов, отливов и донных течений. Россыпи, как правило, связаны с различными аккумулятивными формами рельефа (пляжами, косами, барами, береговыми валами и др.). Они обычно отличаются значительной протяженностью (до нескольких сотен км), небольшой шириной (первые десятки метров), малой и невыдержанной мощностью. Содержание полезных компонентов колеблется в широких пределах и в отдельных случаях может достигать исключительно высоких значений (60-80%). Характерна хорошая окатанность и небольшой размер зерен россыпных минералов. Особенностью прибрежных россыпей (кроме оловоносных) является их восстанавливаемость после отработки в течение нескольких штормовых сезонов.

Прибрежные россыпи характеризуются очень высоким качеством руды, так как в процессе высвобождения рудных частиц из коренных пород, их длительного переноса и перемыва в месте отложения рудные зерна очищаются от нерудных компонентов. К числу наиболее значительных морских россыпей принадлежат россыпи рутила, циркона, ильменита и монацита, развитые в основном в областях гумидного тропического и субтропического климата. Комплексные крупные титано-цирконовые россыпи представляют единственный вид месторождений этого сырья, не имеющего аналогов среди других генетических типов месторождений на суше. Прибрежные россыпи алмазов пока обнаружены только в Юго-Западной Африке. Еще менее распространены золотоносные прибрежно-морские россыпи, среди которых наиболее известной является Номская россыпь на Аляске. Известны также россыпи янтаря на побережье Балтики.

**Месторождения строительных материалов морского генезиса** имеют широкое распространение. Так, около двух третей площади дна континентальных шельфов покрыты осадками, являющимися источниками различного рода строительных материалов. Это пески, гравий, галечники, валуны, карбонатные породы, илы и т.п. Значение их увеличивается в связи с тем, что месторождения песчано-гравийных материалов во многих странах истощены или не разрабатываются в связи с нарушениями окружающей среды. Активная разработка морских пляжей привела в целом ряде случаев к катастрофическим последствиям для береговой зоны. Поэтому в последние годы в большей степени эксплуатируются глубокие части шельфа.



**Железо-марганцевые конкреции** представляют собой новый перспективный вид полезных ископаемых. Они покрывают обширные площади дна глубоководных районов Мирового океана. Наибольшие их скопления известны в Тихом океане. Железо-марганцевые конкреции являются аутигенными минеральными образованиями гидроксидов железа, марганца и других элементов. По своей форме они представляют в основной массе округлые стяжения размером 3–8 см черного, буровато-черного и бурого цвета в наиболее богатых железом разновидностях. Поверхность конкреций не гладкая и всегда в разной мере шероховатая.

По своему происхождению конкреции являются седиментационно-диагенетическими и представляют собой типичные осадочные образования, механизм формирования которых еще не до конца выяснен. Сейчас установлено, что в их формировании участвуют гидrogenные и диагенетические процессы с участием биогенных факторов.

Конкреции, как правило, залегают в виде отдельных стяжений на поверхности океанского дна в один слой вдоль границы осадок – вода. Но иногда они лежат настолько плотно, что образуют сплошной покров, называемый *"подводными мостовыми"*. Иногда на выступах коренных пород формируются корки мощностью до 20 см, характеризующиеся повышенным содержанием кобальта и железа.

По вещественному составу конкреции представляют сложные многокомпонентные образования, содержащие более 40 химических элементов. Наибольший практический интерес в составе конкреций представляют никель, медь, кобальт и марганец, содержание которых может превышать 1–2%. Конкреции хорошо видны на подводных фотографиях и телевизионных изображениях. Поэтому площадная плотность залегания конкреций и их запасы оцениваются с помощью глубоководной фотосъемки или фототелевидения.

Рост железо-марганцевых конкреций продолжается в настоящее время, и, по некоторым оценкам, в Тихом океане образуется около 10 тыс. тонн конкреций в год. Общие запасы железо-марганцевых конкреций в Мировом океане, по данным различных авторов, оцениваются грандиозными цифрами – от 350 млрд. до 1,7 трл. тонн.

Для формирования скоплений железо-марганцевых конкреций необходимы следующие условия: 1) малые скорости осадконакопления (меньше 1 мм/тыс. лет); 2) удаленность от источников выноса

терригенного материала; основные поля железо-марганцевых конкреций поэтому расположены на больших расстояниях от берега, в пределах глубоководных котловин с глубинами 4800-5200 м; 3) близость подводных вулканов, поставляющих вулканогенный материал; 4) наличие достаточно интенсивных течений, сдерживающих осадконакопление и поставляющих кислород, а также другие компоненты, необходимые для роста конкреций; 5) расположение в интервале глубин между лизоклином (уровнем резкого растворения кальцита) и критической глубиной карбонатакопления (уровень карбонатной компенсации); 6) холмистый рельеф дна, с высотой холмов 100–400 м. Предполагается, что первыми в промышленную эксплуатацию будут вовлечены месторождения конкреций, расположенные в Тихом океане, в зоне Кларион-Клиппертон.

Кроме железо-марганцевых конкреций, новым видом полезных ископаемых являются *массивные сульфидные тела* на поверхности океанического дна и *гидротермально-осадочные металлоносные образования*, так называемые *металлоносные осадки* или илы.

**Массивные сульфиды** пространственно и генетически наиболее тесно связаны с высокотемпературной гидротермальной деятельностью и содержат максимальные количества экономически важных металлов меди, цинка, свинца, серебра и др.

Действующие гидротермальные источники были обнаружены в нескольких районах Мирового океана в 1960–1970 годах. Наиболее интересные из них изучены на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° сев. широты. Здесь на глубине около 2600 м наблюдались тумбообразные сооружения и холмы конической формы высотой до 10 м и диаметром в основании около 5 м. В центре холмов и тумб прослеживается трубообразный центральный канал с боковыми отверстиями. Они слагаются аморфным кремнеземом и сульфидами в виде мелких трубочек, инкрустаций и выполнений пустот в теле гидротермальных построек. Здесь же были обнаружены активные гидротермы с температурой до 350°С. Не весь сульфидный материал осаждается у выхода гидротерм и на стенках подводных каналов. Значительная часть растворенных сульфидов выносится в виде растворов в океанскую воду. В окислительной среде придонных вод из гидротермальных растворов выделяются тонкодисперсные частицы сульфидов в виде черного облака. Эти облака на подводных фотографиях и видеофильмах выглядят как дым из печных труб. Поэтому

такие активные гидротермальные выходы были названы *черными курильщиками*. Кроме того, часто выносятся большое количество элементарной серы, которая вместе с другими светлыми минералами тоже кристаллизуется в придонной воде, окрашивая ее уже в белый цвет и образуя "облака". Такие гидротермальные выходы называются *белыми курильщиками*. Как показали наблюдения, труба активного черного курильщика растет путем наращивания сульфидных минералов со скоростью 6 см в день в высоту и 1 кг в день по весу.

Типичная гидротермальная постройка в виде холма высотой до 20 м и диаметром 30 м с трубой до 5 м высоты содержит около 1000 т металлов. Очень крупная постройка массивных сульфидов диаметром до 700 м и высотой до 50–70 м была выявлена на гидротермальном поле ТАГ в Срединно-Атлантическом хребте. Холмы и трубы массивных сульфидов на океанском дне как физически, так и химически неустойчивы и постепенно разрушаются, превращаясь в груды обломков. При отмирании и разрушении близко расположенных холмов происходит их срастание с образованием достаточно крупных сульфидных тел. В результате такого процесса в Галапагосском рифте образовалась пластовая залежь сульфидных руд протяженностью около 1 км, при ширине до 150–200 м и мощностью до 35 м. Запасы этой залежи по предварительным оценкам превышают около 10 млн. тонн.

**Металлоносные осадки** приурочены к рифтовым зонам Мирового океана и образуют весьма специфические *стратиморфные*, т.е. пластообразные залежи. В упрощенном виде механизм формирования такого рода рудных залежей можно представить следующим образом. Холодные океанические воды, опускаясь по трещинам и разрывам, достигают вулканического очага, нагреваются здесь до высоких температур и при взаимодействии с толеитовыми базальтами извлекают из них металлы. По мере продвижения вверх в область разгрузки при снижении температуры происходит осаждение сульфидов с образованием рудных скоплений за счет накопления окисленных металлов в прилегающих к рифтовой зоне осадках. Такого рода рудные скопления были обнаружены на дне впадины Атлантис-II в Красном море. Здесь в результате выходов высокосоленых гидротермальных растворов образовалась стратиморфная сульфидная залежь длиной в 13 км, при ширине 5 км и средней мощности до 10 м. Неконсолидированное состояние рудоносных отложений способст-

вует их разработке в виде суспензии при помощи всасывающих драгировочных устройств. Сульфидные илы впадины Атлантис-II имеют непосредственное промышленное значение и находятся в стадии подготовки к эксплуатации.

**Фосфориты, глауконит.** Морские фосфоритоносные отложения распространены на многих шельфах и подводных горах современных океанов. Встречаются они также и в верхних частях континентальных склонов, на глубинах до 350–400 м.

Фосфориты образуют конкреции, стяжения неправильной формы размером до 5 см, желваки, а иногда монолитные плиты толщиной до 20 см и размером 50 x 60 см. Стяжения и конкреции состоят из оолитов с ядрами из раковин фораминифер, зерен глауконита и обломочных минералов. В плитах бывают зацементированы обломки осадочных, вулканогенных и других пород. Фосфатный материал имеет состав, близкий к фтор - карбонат - апатиту.

Чаще всего фосфориты залегают в кварцево - глауконитовых песках и реже в илах. Зернистые пески встречаются на пляжах и в прибрежных дюнах. Весьма благоприятные условия для формирования фосфоритов существуют в зонах регионального апвеллинга (от англ. up - вверх и well - хлынуть) – подъема вод, богатых органическим веществом, в верхние слои океана. Так в зоне Перуанского апвеллинга в диатомовых илах происходит формирование различного типа фосфатных стяжений в виде гелеобразных сгустков с содержанием  $P_2O_5$ , равным 11,45%, а также мягких неконсолидированных стяжений с содержанием этого компонента до 27%. Возраст этих фосфоритоносных образований голоцен–поздне–плейстоценовый. Запасы фосфоритов Перуанско-Чилийской провинции оцениваются более чем в 100 млн. т.

Фосфоритами богата Калифорнийская континентальная окраина, где выявленные ресурсы оцениваются до 3900 млн. т., при среднем содержании  $P_2O_5$  18%.

Фосфориты на подводных горах распространены в пелагической зоне океанических бассейнов, главным образом – в Тихом, реже в Атлантическом и Индийском океанах, на плосковершинных возвышенностях – гайотах.

**Глауконит** широко распространен в осадке окраин шельфа на глубине от 100 до 500, редко более метров. Концентрация глауконита в осадках достигает 90%, составляя в среднем около 20%. Глауко-

нит – это сложный водный силикат железа и калия, весьма изменчивый по структуре и химическому составу. Встречается глауконит аутигенный в виде зерен и агрегатов, детритовых зерен, часто выполняет раковинки фораминифер и других организмов. Промышленные скопления глауконита установлены на Калифорнийском побережье, шельфе Японии, Мексики, Перу, Чили, ЮАР и других местах. Глауконит применяется как калийное удобрение, а также для получения зеленой краски. Так как глауконит обладает высокой способностью к катионному обмену, он применяется при опреснении воды и для обесцвечивания различных материалов.

# Значение четвертичных отложений для инженерно-геологических, гидрогеологических и экологических исследований

1. Четвертичные отложения почти повсеместно являются основанием для гражданского и промышленного строительства. Большая часть городов России и всего мира построена на грунтах, представляющих собой разнообразные по генезису и возрасту четвертичные отложения: ледниковые и водноледниковые, аллювиальные, пролювиальные, морские и дельтовые, золовые. На них проложены автомобильные и железные дороги, нефте- и газопроводы, прорыты каналы, построены гидротехнические и атомные станции.

Устойчивость инженерных сооружений зависит от свойств грунтов и от многообразных процессов, захватывающих четвертичные отложения – оползней и обвалов, суффозии, карста и др.

Большая часть четвертичных отложений представляет собой дисперсные грунты. Среди них выделяются сыпучие (валуны, галечники, гравий, щебень, песок) и связные (глины, суглинки, супеси, пылеватые породы). Такие важные физические свойства грунтов, как плотность, пористость, пластичность, проницаемость и др., зависят не только от генезиса и литологического состава отложений, но и от их возраста. Как правило, чем древнее отложения, тем более уплотненными они являются. Сыпучие отложения более благоприятны для строительства. Связные отложения могут менять свои свойства под действием увлажнения, что влияет на их устойчивость.

Исследование четвертичных отложений в инженерно-геологических целях проводится совместно с изучением рельефа, с которым они генетически связаны и который они образуют.

Среди рыхлых сыпучих отложений в равнинных условиях преобладают песчаные, песчано-гравийные, реже гравийно-галечные разности. Это в основном аллювиальные и флювиогляциальные отложения, прибрежные дельтовые и морские осадки, причем наиболь-

шие площади занимают отложения средне- и позднеплейстоценового возраста. В песчано-алевритовых грунтах при определенных условиях может развиваться суффозия – вынос мелких частиц фильтрационным потоком. Это приводит к увеличению пористости песков, снижению их прочности, к просадочным явлениям. Излишняя увлажненность песков может привести их в разжиженное, плавунное состояние.

Крупнообломочные отложения – валунно-галечные, гравийно-галечные – преобладают в предгорных и горных районах. Они слагают мощные толщи аллювиальных, флювиогляциальных и пролювиальных отложений. Высокая водопроницаемость крупнообломочных отложений делает их более устойчивыми по сравнению с песчаными отложениями.

Среди связных отложений наиболее широко распространены суглинки различного генезиса, в том числе лессовидные, и лессы. Большие площади в северных и центральных районах России заняты ледниковыми валунными суглинками. Их гранулометрический состав очень неоднороден, среди них развиты как песчанистые, так и глинистые разновидности, вследствие чего их физические свойства различны. Моренные суглинки, являясь водоупором, способствуют оползанию перекрывающих отложений, чаще всего флювиогляциальных или аллювиальных песков.

Лессы и лессовидные суглинки широко развиты в южных районах России, в Предкавказье, Предуралье, на юге Западной Сибири, в предгорьях Алтая. В основном это золотые и золово-делювиальные отложения. Они образуют толщи, мощность которых может достигать нескольких десятков метров. Характерно наличие в них погребенных почв, прослоев песка, иногда вулканического пепла. Типичным свойством лессов является способность уменьшать свой объем при смачивании, причиной чего является их сильная пористость. Это ведет к уплотнению грунта и образованию просадок, в результате чего могут происходить деформации инженерных сооружений. Поэтому строительство в районах развития лессов и лессовидных суглинков требует особых мероприятий по укреплению грунтов.

В северных районах России четвертичные отложения различного генезиса и возраста, служащие основанием для инженерного строительства, скованы мерзлотой, насыщены льдом, подвержены солиф-

люкционному течению, термокарстовым процессам. Для исключения деформаций сооружений здесь требуется специальный комплекс мер для укрепления грунтов.

2. Четвертичные отложения почти повсеместно, за исключением отдельных пустынных районов, содержат воду. Особенно это относится к аллювиальным, пролювиальным и морским песчано-галечным отложениям, которые являются хорошими водоносными горизонтами. Эти отложения содержат грунтовые и межпластовые воды. Последние заключены в водоносных слоях, залегающих между водоупорными слоями. Водоупорами могут служить горизонты ледниковых моренных суглинков и глин, лессовидных пород, морские глины, а также подстилающие коренные породы. Межпластовые воды часто являются напорными.

Об обводненности различных генетических типов четвертичных отложений могут свидетельствовать естественные выходы подземных вод в виде родников, участки заболачивания, а также такие формы рельефа, как оползни и оплывины. Подземные воды вскрываются долинами рек, оврагов, а также колодцами, карьерами, скважинами.

На равнинах наиболее мощным коллектором подземных вод является аллювий, выполняющий глубокие древние погребенные долины (Волга, Ока, Обь, Енисей и др.). В ледниковых районах подземные воды приурочены к флювиогляциальным отложениям, а в прибрежно-морских районах большие запасы воды заключены в аллювиально-морских или дельтовых отложениях. Подземные воды из всех этих отложений используются для водоснабжения городов.

В предгорных районах, помимо аллювиальных отложений, подземные воды приурочены к пролювиальным, слагающим крупные конусы выноса и сухие наземные дельты.

3. В ряду весьма широкой гаммы разновозрастных образований земной коры, играющих ту или иную экологическую роль и входящих в состав окружающей среды, покров четвертичных отложений имеет первостепенное значение. Это нашло отражение в предложении академика А.П. Павлова назвать четвертичный период (систему) "антропогеновым", которое было поддержано и разделяется многими специалистами. Как для древнейшего человека, так и для наших современников, достигших высочайших инженерных возможностей по использованию Земли, именно этот тончайший покров является



главнейшим компонентом окружающей среды, который определил, определяет и будет определять важнейшие экологические функции литосферы. Это, прежде всего, условия для выбора места, организации строительства и развития мест обитания человека, пищевые ресурсы (возможности ведения сельского хозяйства), энергетические ресурсы, водные ресурсы (прежде всего, пресноводные).

Вместе с тем очевидно, что четвертичный покров чрезвычайно уязвим. Непрерывно возрастающие техногенные нагрузки на геологическую среду приводят к интенсивным изменениям его состояния и преобразованиям. Масштаб последних во многих случаях является катастрофическим, что приводит порою не только к снижению экологических функций четвертичного покрова, но и к их утрате (чрезмерное загрязнение грунтов, почв, поверхностных и подземных вод, превышение потенциала среды для регенерации и самоочистки от загрязненных компонентов, снижение несущих свойств грунтов, подтопление или, наоборот, обезвоживание территорий и т.д.).

Негативные антропогенные (или, иначе, техногенные) воздействия на четвертичный покров и идущие в нем процессы, происходящие на фоне глобальных и региональных изменений природной среды и климата (таких, например, как колебания уровня Каспийского моря, глобальное потепление и подъем уровня Мирового океана, аридизация внутриконтинентальных областей и др.), создают множество экологических проблем, имеющих весьма значимые экономические и социальные последствия, которые выводят человечество на уровень борьбы за выживание.

Таким образом, четвертичный покров Земли является живительной средой для человека. Но чтобы оставаться таковой и обеспечивать благополучие человеческому обществу, он требует осознанного, грамотного и заботливого к себе отношения.

Авторы надеются, что составленный ими учебник будет способствовать познанию нашего общего дома, каким является Земля, и благополучному в нем проживанию.

## Рекомендуемая литература

- Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А.* Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 242 с.
- Кизельвальтер Д.В., Рыжова А.А.* Основы четвертичной геологии. М.: Недра, 1985. 173 с.
- Кожевников А.В.* Антропоген гор и предгорий. М.: Недра, 1985. 181 с.
- Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 183 с.
- Макарова Н.В., Якушова А.Ф.* Основы четвертичной геологии. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1993. 101 с.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А.* Четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период). Территория СССР. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1965. 355 с.
- Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л.: Недра, 1987. 308 с.
- Свиточ А.А.* Палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1987. 253 с.
- Плейстоцен Сибири // Труды Ин-та геологии. Вып. 657. Новосибирск, 1989. 183 с.
- Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. 203 с.
- Стратиграфия СССР. Четвертичная система. 1-й полутом. М.: Недра, , 1982. 337 с.; 2-й полутом, 1984. 375 с.
- Чистяков А.А.* Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 287 с.
- Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 174 с.

# Оглавление

<b>Введение</b> . . . . .	3
<b>Часть I. Общая характеристика четвертичного периода</b> . . . . .	6
<b>Глава 1. Общие сведения о четвертичном периоде</b> . . . . .	6
<b>Глава 2. Основные события четвертичного периода</b> . . . . .	10
2.1. Тектоно-магматические процессы . . . . .	10
2.2. Изменения климата . . . . .	13
2.3. Эвстатические колебания уровня океанов и морей . . . . .	17
2.4. Гляциозостазия . . . . .	19
2.5. Развитие флоры в четвертичном периоде . . . . .	21
2.6. Развитие животного мира в четвертичном периоде . . . . .	22
2.7. Основные этапы развития человека . . . . .	24
<b>Часть II. Генетические типы четвертичных отложений</b> . . . . .	28
<b>Глава 3. Понятие о генетических типах и фациях четвертичных отложений</b> . . . . .	28
3.1. Особенности строения четвертичных отложений . . . . .	28
3.2. Генетические типы и фации четвертичных отложений . . . . .	29
<b>Глава 4. Основные факторы, влияющие на формирование четвертичных отложений</b> . . . . .	32
4.1. Тектонический фактор и рельеф . . . . .	32
4.2. Климатический фактор . . . . .	37
<b>Глава 5. Общая схема классификации генетических типов четвертичных отложений</b> . . . . .	40
<b>Глава 6. Элювиальный ряд (коры выветривания)</b> . . . . .	43
6.1. Элювиальный тип . . . . .	43
6.2. Почвенный тип . . . . .	49
<b>Глава 7. Фитогенный ряд (торфяники)</b> . . . . .	53
<b>Глава 8. Коллювиальный (склоновый) ряд</b> . . . . .	55
8.1. Обвальный тип . . . . .	55
8.2. Осыпной тип . . . . .	56
8.3. Оползневой тип . . . . .	58
8.4. Солифлюкционный тип . . . . .	60
8.5. Делювиальный тип . . . . .	63
8.6. Смешанные типы отложений . . . . .	65
<b>Глава 9. Аквальный (водный) ряд</b> . . . . .	68
9.1. Аллювиальный тип . . . . .	68
9.1.1. Аллювий равнинных рек . . . . .	71
9.1.2. Аллювий горных рек . . . . .	76
9.1.3. Аллювий рек временного стока . . . . .	87
9.2. Проллювиальный тип . . . . .	90
9.2.1. Отложения конусов выноса временных потоков . . . . .	91
9.2.2. Отложения наземных "сухих" дельт . . . . .	92
9.3. Лимнический (озерный) тип . . . . .	95

<b>Глава 10. Субтерральный (подземноводный) ряд</b> . . . . .	98
10.1. Пещерный тип . . . . .	98
10.2. Фонтанальный тип . . . . .	99
<b>Глава 11. Гляциальный (ледниковый) ряд</b> . . . . .	101
11.1. Гляциальный (ледниковый) тип . . . . .	101
11.2. Флювиогляциальный (водноледниковый) тип . . . . .	108
11.3. Лимногляциальный (озерноледниковый) тип . . . . .	112
<b>Глава 12. Эоловый (ветровой) ряд</b> . . . . .	114
<b>Глава 13. Субэзрально (прибрежно)-морской ряд</b> . . . . .	119
13.1. Дельтовый тип . . . . .	119
13.2. Эстуарный тип . . . . .	123
13.3. Лагунный тип . . . . .	126
13.4. Приливный тип . . . . .	127
13.5. Гляциально (ледниково) - морской тип . . . . .	128
<b>Глава 14. Морской ряд</b> . . . . .	131
14.1. Гидрогенный тип . . . . .	140
14.2. Гравитационный тип . . . . .	140
14.3. Айсберговый тип . . . . .	145
14.4. Биогенный тип . . . . .	146
14.5. Хемогенный тип . . . . .	148
14.6. Гидротермальный тип . . . . .	149
14.7. Подводно-элювиальный тип . . . . .	150
<b>Глава 15. Вулканогенный ряд</b> . . . . .	152
15.1. Экструзивный тип . . . . .	153
15.2. Эффузивный тип . . . . .	154
15.3. Эксплозивный тип . . . . .	156
15.4. Грязевулканический тип . . . . .	157
15.5. Вулканогенно-осадочные отложения . . . . .	158
<b>Глава 16. Техногенный ряд</b> . . . . .	160
<b>Часть III. Методы стратиграфического расчленения четвертичных отложений и схема стратиграфии.</b> . . . . .	163
<b>Глава 17. Методы определения возраста четвертичных отложений и условий их формирования</b> . . . . .	163
17.1. Методы определения относительного возраста четвертичных отложений . . . . .	163
17.1.1. <i>Климатостратиграфические методы</i> . . . . .	163
17.1.2. <i>Палеонтологические методы</i> . . . . .	166
17.1.3. <i>Геоморфологические методы</i> . . . . .	170
17.1.4. <i>Археологический метод</i> . . . . .	171
17.2. Методы определения абсолютного возраста четвертичных отложений . . . . .	174
17.2.1. <i>Варвохронологический метод</i> . . . . .	174
17.2.2. <i>Дендрохронологический метод</i> . . . . .	175
17.2.3. <i>Лихенометрический (лишайниковый) метод</i> . . . . .	175
17.2.4. <i>Радиологические методы</i> . . . . .	175

17.2.5. Палеомагнитный метод . . . . .	178
<b>Глава 18. Стратиграфия четвертичных отложений . . . . .</b>	<b>179</b>
18.1. Продолжительность четвертичного периода и нижняя граница четвертичной системы . . . . .	179
18.2. Стратиграфические подразделения четвертичной системы . . . . .	180
18.2.1. Общие подразделения четвертичной системы . . . . .	180
18.2.2. Региональные стратиграфические подразделения . . . . .	181
18.3. Карта четвертичных отложений . . . . .	183
<b>Часть IV. Региональная характеристика четвертичного покрова России . . . . .</b>	<b>187</b>
<b>Глава 19. Строение четвертичных отложений Европейской части России . . . . .</b>	<b>189</b>
19.1. Ледниковая область . . . . .	189
19.2. Внеледниковая область . . . . .	205
19.3. Морские осадки и колебания уровня Черного и Каспийского морей . . . . .	215
<b>Глава 20. Четвертичные отложения Кавказа . . . . .</b>	<b>224</b>
20.1. Четвертичные отложения горной области . . . . .	225
20.2. Четвертичные отложения предгорий . . . . .	231
20.3. Четвертичные отложения равнинного Предкавказья . . . . .	235
<b>Глава 21. Четвертичные отложения Урала . . . . .</b>	<b>237</b>
21.1. Ледниковая область . . . . .	238
21.2. Внеледниковая область . . . . .	242
<b>Глава 22. Четвертичные отложения Западной Сибири . . . . .</b>	<b>245</b>
22.1. Ледниковая и приледниковая области . . . . .	248
22.2. Внеледниковая область . . . . .	251
22.3. Голоценовые отложения Западной Сибири . . . . .	253
<b>Глава 23. Четвертичные отложения Алтае-Саянской горной области . . . . .</b>	<b>254</b>
<b>Глава 24. Четвертичные отложения Восточной Сибири . . . . .</b>	<b>259</b>
<b>Глава 25. Четвертичные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока . . . . .</b>	<b>265</b>
25.1. Северо-Восток России . . . . .	265
25.2. Дальний Восток . . . . .	268
<b>Глава 26. Океаны . . . . .</b>	<b>270</b>
26.1. Четвертичные отложения шельфа Баренцева моря . . . . .	270
<b>Глава 27. Полезные ископаемые, связанные с четвертичными отложениями . . . . .</b>	<b>273</b>
27.1. Элювиальные месторождения полезных ископаемых . . . . .	273
27.2. Субаэрально-фитогенные месторождения полезных ископаемых . . . . .	275
27.3. Коллювиальные месторождения полезных ископаемых . . . . .	275
27.4. Аквальные (водные) месторождения полезных ископаемых . . . . .	276
27.5. Ледниковые месторождения полезных ископаемых . . . . .	285

27.6. Эоловые месторождения полезных ископаемых . . . . .	286
27.7. Субаэрально-морские отложения полезных ископаемых . . . . .	287
27.8. Морские месторождения полезных ископаемых . . . . .	287

<b>Глава 28. Значение четвертичных отложений для инженерно-геологических, гидрогеологических и экологических исследований . . . . .</b>	<b>294</b>
<b>Рекомендуемая литература . . . . .</b>	<b>298</b>

**Учебное издание**

**А.А.Чистяков, Н.В.Макарова, В.И.Макаров**

# **ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Редактор *И.М.Ерофеева*  
Художник *О.В.Кураленко*

Подписано к печати 02.03.2000  
Формат 62х94, 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.  
Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 1000 экз.  
Тип. зак. № 153 С, Москва

Издательство ГЕОС  
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.  
Тел.: (095) 230-80-92  
Факс: (095) 951-04-43