

**Министерство образования Российской Федерации
Томский политехнический университет
Институт геологии и нефтегазового дела**

**К 100-летию горно-геологического
образования в Сибири**

С.С. Гудымович

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Допущено Учебно-методическим объединением по образованию в области прикладной геологии в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению 553200 “Геология и разведка полезных ископаемых”.

Томск 2001

УДК 551.4 + 79

Гудымович С.С. Геоморфология и четвертичная геология:

Учебное пособие. - Томск: Изд. ТПУ, 2001. – 202 с.

В учебном пособии рассмотрены теоретические вопросы формирования рельефа и накопления основных генетических типов четвертичных отложений континентов, их систематика элементов рельефа и методы определения возраста, стратиграфия четвертичной системы, вопросы картографии и применения методов геоморфологии при изучении неотектонических движений, поисках месторождений полезных ископаемых и при инженерно-геологических изысканиях. Работа подготовлена на кафедре общей и исторической геологии ТПУ и предназначена для студентов геологических специальностей вузов.

Печатается по постановлению Редакционно-издательского Совета Томского политехнического университета

Рецензенты:

Корчуганова Н.И. Профессор кафедры общ. геологии и геолог. картиров. МГГА, докт. геол. - минер. наук

Ольховатенко В.Е. Зав. кафедрой, инженер. геол. и геоэкол. ТГАСУ, докт. геол.– минер. наук, профессор

Кафедра динамической геологии Томского гос. ун-та (зав. кафедрой, докт. геол. – минер. наук, профессор, Парначев В.П)

Г 20901 - 2001

Темплан 2001

© Томский политехнический университет, 2001

Предисловие

Учебное пособие подготовлено на кафедре общей и исторической геологии геологоразведочного и нефтепромыслового факультета Томского политехнического университета, на которой автор в течение многих лет вел геоморфологию и четвертичную геологию, и предназначено для студентов направления 553200 «Геология и разведка полезных ископаемых» и специальностей 080100 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» и 080300 «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания», но может быть полезно для студентов других геологических специальностей, а также студентов географических специальностей университетов и педагогических вузов.

Необходимость написания этого учебного пособия продиктована отсутствием учебника, охватывающего и геоморфологию и геологию четвертичной системы, т.е. отвечающего названию соответствующей учебной дисциплины в планах подготовки специалистов-геологов общего профиля. Поэтому автор все время стремился соединить в едином тексте сведения как по геоморфологии, так и по четвертичной геологии.

Объем часов, отводимых учебными планами на дисциплину «Геоморфология и четвертичная геология» весьма незначителен. Это определяет стремление к минимальности объема пособия. Поэтому сделан упор на основные теоретические вопросы систематики, происхождения, возраста и развития рельефа и связанных с ним генетических типов и фаций континентальных четвертичных отложений, стратиграфию четвертичной системы и характеристику основных видов геоморфологических ландшафтов – горных стран и равнин.

По этой же причине в пособии рассмотрены только геоморфология суши и континентальные четвертичные отложения. Исключены также и региональные обзоры. Из сведений по экзогенному рельефообразованию и генетическим типам рыхлых четвертичных отложений, поскольку эти вопросы довольно подробно излагаются в курсе "Общая геология", детально рассматриваются строение водораздельных пространств и кора выветривания, склоны и склоновые отложения, рельефообразующая и аккумулятивная роль водотоков, рельеф и отложения ледниковой и мерзлотной зоны, как наиболее важные для территории России.

В отличие от большинства существующих учебников, пособие включает в себя сведения по картографированию рельефа и четвертичных отложений, по прикладной геоморфологии и полезным ископаемым четвертичной системы.

По задачам и строению предлагаемое пособие приближается к учебнику и носит компилятивный характер. Ради экономии объема автор позволил себе не ссылаться всякий раз на литературный источник. Фамилии других авторов указываются только при рассмотрении принципиальных вопросов или при заимствовании графики. Прилагаемый список рекомендуемой литературы включает основные источники, которыми пользовался автор при написании данного пособия. Всем авторам этих источников выражается искренняя благодарность.

Раздел 1

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

1.1. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

1.1.1. Определение, объект и предмет, задачи и методы геоморфологии

Геоморфология – наука о строении, происхождении, истории развития и современных изменениях рельефа Земли. Объектом* геоморфологии является **рельеф** – совокупность разномасштабных положительных и отрицательных неровностей поверхности литосферы. Предметом* геоморфологии, ее целью является создание пространственно-временных, «действующих» моделей формирования калейдоскопического разнообразия форм рельефа** самых разных размеров: от мельчайших неровностей селективного выветривания на поверхности скал до планетарных выступов континентов и океанических впадин во всей их диалектической соподчиненности и взаимозависимости. Построение таких моделей, в общем случае, сводится к решению основных задач геоморфологии как науки, перечисленных в ее определении. Развернем их подробнее:

- *морфологическая* (т.е. описание внешнего вида, геометризация) и *морфометрическая* (т.е. оценка с количественной стороны – абсолютные и относительные отметки, размеры, углы наклона и т.д.) характеристика рельефа;

- *происхождение рельефа* – в результате деятельности каких природных рельефообразующих процессов и при участии каких рельефообразующих факторов сформировался данный рельеф:

- *возраст и история развития рельефа* – когда возник данный рельеф и как он пришел к нынешнему состоянию, т.е. поэтапное восстановление палеогеографии исследуемого района;

- *динамика и направление развития современных рельефообразующих процессов* – какие изменения претерпевает исследуемый рельеф в настоящее время и как он изменится в обозримом будущем.

Следует отметить, что для геологов–поисковиков важно решение первых трех задач, т.к., например, аллювиальные россыпи золота являются элементом современного рельефа и его рыхлого покрова и формировались в процессе становления этого рельефа; тогда как при производстве инженерно-геологических исследований наиболее важно решение последней задачи.

Указанные задачи решаются многими методами. Ниже перечислены наиболее важные из них.

Морфолого-морфометрический и морфогенетический методы заключаются в полевом описании и описании по топографическим картам всех особенностей строения и происхождения исследуемого рельефа.

Морфоструктурный метод заключается в выявлении связи между рельефом и геологическим строением (геологической структурой и литологией), молодыми тектоническими движениями, вулканизмом.

Историко–геоморфологический метод заключается в выявлении истории развития рельефа, главным образом, путем восстановления палеогеографии района, анализа цикличности развития рельефа, анализа геоморфологических возрастных уровней.

* В общем случае *объектом* любой науки, входящей в круг классического естествознания, является тот или иной элемент, явление окружающего нас материального мира, изучаемые данной наукой, а *предмет* – схема устройства и действия (пространственно-временная модель) объекта, как результат изучения его наукой.

** В данном случае понятие «форма рельефа» употреблено как термин свободного пользования, обозначающий любые по размерам неровности рельефа. Другое более конкретное значение этого термина – см. гл. 2.2.1.2.

Сравнительно-морфологический метод и близкий к нему метод регионального геоморфологического анализа заключается в применении вышеперечисленных и других методов при сравнительном описании районов с различным рельефом.

Кроме того, при геоморфологических исследованиях широко применяются геологические методы – петрографо-минералогический анализ и анализ фаций и мощностей неоген-четвертичных отложений, методы установления возрастных взаимоотношений элементов рельефа, тектоноструктурный анализ, и географические методы – ландшафтное картирование, климатические, гидрологические, океанологические, гляциологические и другие исследования.

1.1.2. Связь геоморфологии с другими науками

Геоморфология выросла из географии и в настоящее время занимает промежуточное положение между геологией и географией. С такими географическими науками, как физическая география, климатология, гидрология, океанология, ландшафтоведение, геоморфология связана тем, что формирование рельефа происходит при активном участии поверхностных экзогенных агентов – текучей воды, ветра, льда и т.д. В свою очередь, действие этих агентов в известной мере предопределяется существующим рельефом.

Связь геоморфологии с геологией определяется, прежде всего, тем, что любой рельеф в крупных своих чертах определяется направленностью действия таких геологических процессов, как тектонические движения (и вулканизм), ведущих к деформации более древнего геологического субстрата и денудации его или к накоплению на нем более молодых неоген-четвертичных отложений, в процессе чего и формируется рельеф.

Последние десятилетия геологическое содержание геоморфологии увеличивается. Особенно это касается изучения крупных, т.н. планетарных, форм и форм мега- и макрорельефа Земли. Все это дает возможность некоторым авторам так определять современную геоморфологию: «...Наука о закономерностях строения и развития поверхности твердой оболочки земной коры, формирующейся при разрушении, накоплении и деформации геологических тел, а также земной коры в целом...»

1.1.3. Подразделения геоморфологии

В зависимости от изучаемых объектов, задач изучения и применяемых методов современную геоморфологию подразделяют на ряд направлений.

Общая геоморфология изучает основные закономерности происхождения, строения и развития рельефа. Панов Д.Г. подразделяет общую геоморфологию на *динамическую*, изучающую формирование рельефа в результате активного действия рельефообразующих процессов, *структурную*, изучающую связь рельефа с геологическим строением района, *климатическую*, изучающую связь формирования рельефа с историческими изменениями климата и изменения характера действия рельефообразующих факторов в различных климатических зонах.

К общей геоморфологии некоторые авторы относят также вопросы геоморфологической систематики и методики производства геоморфологических исследований, в частности, геоморфологического картирования и картографирования.

Региональная геоморфология (вместе с *геоморфологическим районированием*) занимается изучением (обычно сравнительным) геоморфологического строения отдельных регионов и их частей. Геоморфология России входит в этот раздел.

Историческая геоморфология, палеогеоморфология изучает историю развития рельефа.

Планетарная геоморфология решает все вопросы применительно к глобальному, планетарному рельефу Земли.

Прикладная геоморфология занимается применением геоморфологии для решения теоретических проблем других наук, например, геотектоники и практических задач – при поисках полезных ископаемых, инженерно-геологических исследованиях. Сюда

же часть авторов относит разработку методики полевых геоморфологических наблюдений и геоморфологического картирования и картографирования.

1.2. ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

1.2.1. Определение, объект, предмет и задачи науки

Четвертичная геология представляет собой, по сути дела, раздел исторической геологии. Соответственно, объект, предмет и задачи четвертичной геологии те же, что и для исторической геологии, но применительно к четвертичному периоду и системе. Но четвертичная геология уже давно – с начала XX века выделилась из более общей и крупной исторической геологии в самостоятельную науку. Это выделение (в отличие от, скажем, кембрийской или девонской геологии, остающихся разделами исторической геологии) оправдывается спецификой методологических подходов, методик исследований и интерпретации их результатов, применяемых в четвертичной геологии, что, в свою очередь, обусловлено особенностями четвертичного периода и системы.

1.2.2. Особенности четвертичного периода и четвертичной системы

Главной особенностью четвертичного периода является его *краткость*. Продолжительность периода, по разным исходным данным (см. гл. 8.6.), оценивается от 0,7 до 3,5 млн. лет. Но и в последнем случае она сравнима не более, чем с веком для более древних периодов или даже продолжительностью хрона, т.е. времени существования руководящей формы (вида). Важнейшим практическим следствием из этой краткости являются затруднения или просто *невозможность проследить эволюцию* органического мира в течение четвертичного периода, что, в свою очередь, ведет к ограниченности применения биостратиграфического метода в стратиграфии и корреляции четвертичных отложений, являющегося опорным при расчленении и определении возраста более древних отложений.

Другой особенностью четвертичного периода, отличающей его от большинства более древних, было развитие в этот период *покровных оледенений*. Начавшееся еще в олигоцене – начале миоцена общее неотектоническое воздымание суши, дифференциация ее на равнинные и горные страны, сокращение площади мирового океана и усиливающаяся изоляция арктического бассейна, оформившегося в современный Северный Ледовитый океан, привели, во-первых, к резкой дифференциации поверхности суши на ландшафтно-климатические зоны, близкие существующим в настоящее время, и, во-вторых, и это главное, – к общему похолоданию* климата планеты, в результате которого в северном полушарии в пределах современных арктической, субарктической и умеренной климатических зон развились два гигантских ледяных покрова – Североамериканский (Лаврентьевский) и Европейский, занимавшие площадь, в 10 раз превышавшую площадь современных покровных ледников северного полушария.

В южном полушарии вследствие преобладания здесь океанических пространств – аккумуляторов тепла, покровное оледенение, хотя и заняло всю Антарктиду и сохранилось приблизительно в тех же границах до настоящего времени, но, все-таки не достигало таких значительных размеров, как в северном полушарии, с его относительным преобладанием суши. В целом, в период максимального развития оледенения его площадь была в два раза больше, чем в настоящее время.

Следующей особенностью четвертичного периода было *появление человека*. Многие периоды геологической истории Земли связаны с появлением, расцветом и вымиранием той или иной группы организмов, на изучении которых и строится биостратиграфия их систем. С этой точки зрения появление человека не является значительным фактом, поскольку применение историко-археологического метода в биостратиграфии четвертичной системы резко ограничено скудностью находок следов

* Общее воздымание суши за неотектонический этап, т.е. за олигоцен, неоген и четвертичный период составило в среднем 500 м, а в горах – в несколько раз больше. При среднем понижении температуры атмосферы на 0,6° С на каждые 100 м увеличения абсолютной высоты общее похолодание климата, по сравнению с неогеном, к середине четвертичного периода составило около 3° С.

жизнедеятельности человека и практически возможно только для последних 30–40 тыс. лет, начиная с позднего палеолита. Но осознанная (способность смотреть на себя со стороны) разумность человека, его техническая вооруженность и общественная организация труда и жизни сделали его исключительным, уникальным явлением в общем древе эволюции жизни на Земле.

Четвертичная система также обладает рядом особенностей, выделяющих ее из ряда более древних.

Во все времена (начиная с архея) на Земле существовали море и суша и, следовательно, в любой момент формирующаяся в данный геологический период система включает в себя и морские и континентальные отложения. Но денудация и последующие морские трансгрессии, сопровождавшиеся абразией, почти нацело уничтожали континентальные отложения и все более древние, чем четвертичная, системы представлены в геологических разрезах почти исключительно морскими отложениями. В современных океанах и морях также идет формирование морской четвертичной системы и в этом отношении она не исключение. Но одновременно на суше в течение четвертичного периода шло формирование континентальных отложений. Эта *континентальная* составляющая четвертичной системы и есть ее специфическая особенность, выделяющая ее из ряда всех других систем. Четвертичная геология возникла и развивалась как наука, направленная на изучение именно этих континентальных отложений, хотя, разумеется, в этом случае мы имеем дело с несколько искусственным сужением рамок науки, когда изучение морских четвертичных отложений, в настоящее время осуществляющееся в рамках морской геологии, методически, да и организационно, оторвано от изучения континентальных отложений.

Многочисленное чередование во времени и пространстве в течение четвертичного периода различных процессов экзогенной геоморфодинамики в составе общей денудации и аккумуляции обусловило сложное внутреннее строение континентальной части четвертичной системы и пестроту генетических типов и фаций отложений в ней. Если для более древних систем основным видом взаимоотношений осадочных толщ (при ненарушенном тектоникой первичном их залегании) является простое *налегание* более молодых толщ на более древние при сохранении их общей параллельности, то во взаимоотношениях разнофациальных и разновозрастных континентальных отложений внутри четвертичной системы, кроме простого налегания, широким распространением пользуются также отношения *вложения, врезания и прислонения*. Наиболее показательные примеры таких взаимоотношений демонстрирует анализ террасовых лестниц долин (см. гл. 5.3.6. и рис. 21). Кроме того, в континентальных четвертичных отложениях, в отличие от первично горизонтального или очень слабо наклонного залегания морских толщ более древних систем, часто встречается и *первичное наклонное залегание*, особенно характерное для склоновых отложений.

Молодость, практически современность четвертичных отложений определяет другую особенность системы, в равной степени присущую и морским и континентальным отложениям их *рыхлость*. В огромном большинстве случаев, за редкими исключениями (лавовые образования или литифицирующиеся еще в процессе седиментогенеза известковые туфы, гейзериты), четвертичные отложения не испытали еще *диагенетических изменений* – это не арсиллиты, а еще глины, не песчаники, а пески и т.д. Но этого мало, очень многие континентальные и все морские отложения, слагающие самую поверхность рельефа, находятся в динамической фазе и *продолжают формироваться*: движется вниз по склону рыхлый покров склоновых отложений, накапливается, размывается и снова накапливается русловой и пойменной аллювий формирующейся поймы, продолжается накопление донных илов в современных озерах и рост торфяников в болотах, ни на секунду не прекращается формирование современной коры выветривания на поверхности суши.

Менее существенными, не столь принципиальными особенностями четвертичной системы являются ее *плащеобразное, со значительным денудационным перерывом и*

угловым несогласием (кроме мест, где морское и озерное четвертичное осадконакопление непосредственно продолжает осадконакопление неогенового периода – Причерноморье, Прикаспийская низменность, Приаралье) залегание на более древних коренных породах и *малая мощность* – от полного отсутствия на скальных обнажениях до нескольких десятков метров. Очень часто четвертичная система представлена только субазральным водораздельным образованием – современной корой выветривания в составе почвы и элювия мощностью не более нескольких метров. Максимальные мощности четвертичной системы исчисляются сотнями метров и установлены в местах интенсивного прогибания земной коры, продолжающегося с неогена – Прикаспийская низменность, устье р. Ганга, некоторые межгорные и предгорные прогибы.

Наконец, иногда в качестве отличительного признака четвертичной системы указывают отсутствие в ней тектонических деформаций – все четвертичные отложения залегают *in situ*, в том числе и первично-наклонные. В целом это так, но в современных тектонически активных зонах – области современного интенсивного горообразования, сейсмические зоны, глубоководные желоба, рифтовые структуры – неоднократно отмечались значительные тектонические дислокации (дизъюнктивы и даже складки) в четвертичных отложениях. Например, в северной Африке, в Тунисе, в юго-восточных отрогах Сахарского Атласа описана антиклинальная складка (с углами наклона крыльев до нескольких градусов) в четвертичных отложениях, датированных по находкам каменных орудий Ашельской культуры, ранним палеолитом, т.е. около 400 тыс. лет и относящихся, таким образом, к нижнему неоплейстоцену. Другой пример: в результате Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. вдоль главного разлома в четвертичных отложениях возникли многочисленные мелкие дизъюнктивы, системы дизъюнктивов и складки с высотой и длиной до 4–5 и 15–20 м, соответственно.

1.2.3. О названиях четвертичного периода

Термин «четвертичный» появился еще в XVIII веке. Для самых молодых отложений, рассматриваемых в качестве самостоятельной системы, он был впервые применен Ж. Денуайе в 1829 г. В настоящее время этот термин – явный анахронизм, отражающий примитивные представления того времени о подразделении геологической истории Альп и их обрамления на 4 этапа и, соответственно, 4 группы горных пород.* Но закрепленный решением Международного Геологического конгресса 1888 г. как название соответствующего периода и системы этот термин является наиболее распространенным и употребительным. Американский термин «Квартер» является латинизированной формой и синонимом термина «Четвертичный».

В 1833 – 41 г.г. знаменитый английский геолог Ч. Лайель по %-ным соотношениям вымерших и сохранившихся до нашего времени видов морской фауны разделил третичную систему на 4 отдела, самый верхний из которых, содержащий до 70–80 % современных видов, получил название «плейстоцен», т.е. «самый новый». Некоторые наши крупнейшие специалисты по четвертичной геологии (К.К. Марков, Г.И. Лазуков)

считают, что именно этим термином нужно обозначать четвертичную систему, что несет в себе известное противоречие, т.к. этим же термином в современных схемах стратиграфии обозначается и один из отделов или подразделов системы.

В 20–е годы академик А.П. Павлов, считавший важнейшим событием четвертичного периода появление человека, предложил назвать его «Антропоген». Решением межведомственного стратиграфического комитета СССР с 1963 г. этот термин признан равноправным с термином «четвертичный». Им гораздо чаще пользуются в научных кругах и почти не используют на производстве.

* Метаморфические горные породы и прорывающие их гранитоиды, слагающие централиды Альп, считались изначальными – «первичными». Весь преимущественно миогеосинклинальный складчатый комплекс мезозоя рассматривался как «вторичный». Относительно слабо дислоцированные неогеновые отложения предгорных и межгорных прогибов выделялись – в «третий» комплекс, а весь рыхлый недислоцированный покров – в «четвертый». Термины «первичный» и «вторичный» потеряли смысл и исчезли из геологии еще в середине XIX века. Термин «третичный» для обозначения соответствующих периода и системы просуществовал в СССР до 1960 г., когда третичная система и период были поделены на палеоген и неоген.

Наконец, в немецкой геологической литературе четвертичный период иногда обозначают как «Ледниковый», «ледниковый период».

1.3. О СВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОМОРФОЛОГИЕЙ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИЕЙ

Геоморфология и четвертичная геология, таким образом, представляют собой две самостоятельные науки. Объединение их в одну учебную дисциплину продиктовано теснейшей связью между рельефом как объектом геоморфологии и четвертичными отложениями, изучаемыми четвертичной геологией.

Процессы формирования различных по происхождению форм рельефа в подавляющем большинстве случаев невозможно отделить от накопления рыхлых отложений. Для денудационных форм рельефа эта связь выражается в их *коррелятности* (т.е. синхронности образования, пространственной и генетической взаимосвязи) с рыхлыми толщами, возникшими именно в результате формирования этих денудационных форм. Например, с оврагом или сухим логом, как выработанными эрозионными формами, непременно коррелятно связаны пролювиальные конусы выноса, образовавшиеся в результате отложения материала, вынесенного из формирующихся эрозионных форм.

А для аккумулятивных форм рельефа и слагающих их рыхлых отложений эта связь настолько очевидна, что не требует пояснений и мы просто можем говорить о геоморфологической и литолого-генетической сторонах единого процесса их формирования, хотя в зависимости от конкретных практических задач упомянутый выше конус выноса можно рассматривать и как форму рельефа определенного внешнего вида, размеров и происхождения, занимающую закономерное расположение по отношению к другим формам (геоморфология), и как своеобразную форму накопления пролювиальных отложений со всеми особенностями их строения, состава и возраста (четвертичная геология).

1.4. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

С мировоззренческой и общенаучной точки зрения главным в теоретическом значении геоморфологии и четвертичной геологии является их *актуалистический и футурологический* аспекты.

Введенный в геологию еще в середине XIX века Ч. Лайелем принцип актуализма сыграл и продолжает играть в ней огромную роль. Мы никогда не смогли бы достаточно глубоко разобраться, например, в геологическом строении районов древнего вулканизма, всегда очень сложно построенных, или в законах распределения фаций в древних мелководных и прибрежных морских осадочных толщах, если бы не изучили детально области современного вулканизма и осадконакопление на шельфе и литорали современных морей. И, в отличие от всех остальных наук геологического цикла, именно геоморфология и четвертичная геология, направленные на изучение начавшихся в недалеком прошлом и, главное, продолжающихся в настоящее время процессов формирования рельефа и накопления всех видов рыхлых отложений, дают возможность, установив общие законы и детали этих процессов, перенести их на геологическое прошлое и разобраться в нем.

Менее осознан и еще слабо используется в науке и, в особенности, в практике, в силу недостаточной разработанности методологических подходов, футурологический аспект рассматриваемых наук. Отметим, однако, что и этим своим аспектом они выделяются из круга остальных геологических наук, полностью обращенных в геологическое прошлое.

Возможность использования данных геоморфологии и четвертичной геологии для прогнозирования будущего базируется на анализе характера, общей направленности и тенденций развития всех геолого-географических процессов, и, прежде всего, знака и интенсивности неотектонических и современных движений и глобальных изменений

климата за весь четвертичный период и, в особенности, за последние тысячелетия и современную эпоху. Соответственно, этот футурологический аспект геоморфологии и четвертичной геологии практически реализуется, во-первых, при проектировании строительства крупных сооружений – портов, гидроузлов, плотин, водохранилищ, каналов, электростанций, когда прогнозируются возможные изменения характера и интенсивности рельефообразующих процессов, которые могут проявиться в ближайшие десятилетия в результате осуществления этого строительства.

Во-вторых, это долгосрочные – на десятилетия и еще более долговременные – на тысячелетия прогнозы изменений климата, поскольку последние могут привести к огромным, даже катастрофическим, последствиям – изменению уровня мирового океана и миграции ландшафтно-климатических зон. Все это человечеству необходимо предвидеть. Естественные ландшафтно-климатические зоны – это одновременно и различные по характеру и условиям места обитания человека. И любые их изменения имеют колоссальные последствия для жизни будущих поколений. Если добавить к этому катастрофически возрастающее вмешательство самого человека в природу, выражающееся, в общем, в нарушении любых экологических равновесий в природе и ставящее под угрозу само существование человеческой цивилизации, важность футурологического аспекта геоморфологии и четвертичной геологии с годами будет возрастать.

Более узкая, собственно *научная и теоретическая, значимость* геоморфологии в настоящее время определяется не столько потребностями самой науки (разработкой теоретических основ), сколько прикладным значением геоморфологии для решения практических задач. Примером может служить бурное развитие в 70–е годы *морфоструктурного анализа*, заключающегося в выявлении зависимости рельефа от характера и знака молодых и современных тектонических движений (поднятий, опусканий, складчатых и разрывных деформаций, в том числе и сейсмических) и геологической структуры и литологии того или иного района, а также связи рельефа с фациальным обликом и мощностью неоген-четвертичных отложений. В свою очередь, морфоструктурный анализ рельефа в порядке обратной связи является главным методом выявления неотектонических движений (НТД) и определения их качественных и количественных характеристик. Это чисто теоретическое направление имеет и зримую практическую ценность, т.к. позволяет:

- выявлять знак (направленность) и скорость современных тектонических движений, что имеет значение для прогноза устойчивости сооружений, будущих изменений в направлениях и скорости миграции подземных вод, формирования россыпных (главным образом, прибрежно-морских) месторождений и др.;

- выявлять знак, характер, амплитуды НТД и более древних (мезо-кайнозойских) и тектонических движений, что имеет значение, например, при поисках нефтяных и газовых месторождений, месторождений подземных вод и путей их миграции в недалеком прошлом.

Практическое, прикладное значение геоморфологии и четвертичной геологии совершенно очевидно, поскольку вся хозяйственная деятельность человека – прокладка трасс и строительство дорог и нефте-газопроводов, промышленное (прежде всего гидротехническое), военное и гражданское (городское) строительство, сельскохозяйственное землеустройство и землепользование, ирригация и мелиорация, деятельность горнодобывающих предприятий осуществляется, с одной стороны, на рельефе, а с другой – в поле распространения и в объеме четвертичной системы. Поэтому геоморфологические исследования являются неотъемлемой частью любых инженерно-геологических изысканий.

Особо подчеркнем, что все поисковые и поисково-разведочные работы геологи ведут с учетом рельефа и покрывающего его плаща рыхлых четвертичных отложений. Это касается, прежде всего, таких традиционных методов поисков, как по обломкам, шлиховой и геохимический (металлометрический). Кроме того, специфические геоморфологические методы применяются и при поисках месторождений полезных иско-

паемых разного генезиса и возраста, и, прежде всего, при поисках россыпных месторождений золота.

С позиций общей классификации месторождений полезных ископаемых и ценности разных систем в составе Международной стратиграфической колонки, как носителей тех или иных сырьевых ресурсов, четвертичная система относительно бедна полезными ископаемыми.

В общем, с процессами формирования рельефа четвертичной системы связано образование некоторых месторождений полезных ископаемых, среди которых главную роль играют долинные и прибрежно-морские россыпи золота, ильменита и титаномагнетита, касситерита, циркона.

Незначительное практическое, но исключительно важное (с точки зрения дальнейшей разработки теории рудообразования и применения полученных данных через принцип актуализма к расшифровке геологического строения древних месторождений) теоретическое значение имеет продолжающееся в настоящее время формирование гидротермальных месторождений киновари, сульфидов сурьмы и мышьяка, полиметаллов, самородной серы, цеолитов, флюорита и оптического кварца в областях современного вулканизма.

Четвертичная система служит такжеместилищем месторождений торфа, сапропеля, целебных вод и грязей, строительных материалов.

Подробнее некоторые аспекты теоретического и прикладного значения геоморфологии и четвертичной геологии рассмотрены ниже в X разделе.

Раздел 2

ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ В ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Задачей любой систематики является четкое определение понятий и внесение логичной системы соподчиненности в разнообразие объектов, изучаемых данной наукой, что имеет как теоретическое (степень совершенства классификации объектов является показателем разработанности самой науки), так и практическое значение: в геоморфологии и четвертичной геологии, в частности, - для составления легенд к геоморфологическим картам и картам четвертичных отложений разных масштабов. С этих позиций, между прочим, геоморфология – наука молодая, развивающаяся, так как *единой законченной классификации ее объектов пока не существует*, а следовательно, не существует, к сожалению, и общепринятых легенд к геоморфологическим картам (подробнее см. разд. 9.1.).

2.1.СИСТЕМАТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Осадочные* четвертичные отложения, классифицируются так же, как и более древние, по генеральному способу образования и по особенностям состава, строения и условий залегания, что составляет суть *литологической* классификации. Но указанная в разделе 1 особенность четвертичной системы – сложное внутреннее строение ее континентальной составляющей, обусловленное разнообразием способов формирования пород, предопределила необходимость более дробного и важного с теоретической точки зрения подразделения четвертичных отложений еще и на *генетической* (т.е. по конкретному способу образования) основе.

Ниже рассматриваются литологическая и генетическая классификации четвертичных отложений.

2.1.1. Литологическая систематика** и характеристика некоторых типов*** четвертичных отложений

По способу образования все четвертичные, в подавляющем большинстве рыхлые осадки, как и более древние литифицированные осадочные горные породы, делятся на *терригенные* (обломочные), *хемогенные*, и *органогенные* (см. табл. 1). При этом особенностью четвертичных отложений (континентальных), отличающей их от отложений более древних систем, является широкое присутствие среди них *смешанных* горных пород как по способу образования, так и по присутствию в одной породе разных по размерам (разнофракционных) компонентов, т.е. плохо сортированных.

Классификация терригенных осадков и рыхлых осадочных горных пород строится в зависимости от размеров обломков, составляющих данную породу. По этому признаку терригенные осадки и осадочные горные породы подразделены на 4 группы: грубо-обломочные, песчаные, алевритовые и глинистые.

* В областях активного современного (Камчатка) и «потухшего» (Малый Кавказ, Восточный Саян, Забайкалье) четвертичного вулканизма в составе четвертичной системы широким распространением пользуются вулканогенные отложения и формы рельефа, в данном пособии не рассматриваемые из-за недостатка места. За подробным описанием генезиса, систематики, состава и строения этих образований отсылаем читателя к вузовским курсам общей геологии и петрографии.

** Вынужденное краткое рассмотрение литологической классификации (не входящей в традиционную четвертичную геологию) обусловлено необходимостью знакомства с некоторыми специфическими особенностями и видами рыхлых отложений, рассматриваемыми в вузовском курсе литологии недостаточно.

*** Другие литологические (и генетические) разновидности рыхлых континентальных отложений будут описаны ниже в разделе «Экзогенная геоморфодинамика и формирование рыхлых четвертичных отложений» по соответствующим главам в зависимости от генезиса и условий образования.

Таблица 1
Литологическая классификация основных видов осадочных рыхлых континентальных четвертичных отложений

Терригенные				Хемогенные	Органогенные
Группа по круп. обломк.	Размер обломков, в мм	Обломки, неокатанные	Обломки окатанные	Солевые озерные отложения - карбонатные: озерный мел (известковый, доломитовый) сода - Na_2CO_3 - сульфатные: мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10 \text{H}_2\text{O}$ гипс - $\text{Ca SO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ - хлоридные: галит - NaCl озерные бокситы озерные и болотные оолитовые железные руды	Почвы Озерный сапропель (гиттия) Озерный диатомит Болотный торф
			Обломки окатанные		
Грубообломочные (песч.обломочные)	> 100 (200)	Глыбы (глыбовик)	Валунник	Известковистые туфы и травертины (на выходах холодных подземных вод) Гейзериты (на выходах горячих подземных вод)	
	10-100 (200)	Щебень	Галечник		
	1(2) - 10	Дресва	Гравий		
Песчаные (псаммиты)	0,1 - 1(2)	Пески	<p>Супеси, суглинки (смешанные)</p> <p>Озерные мергели (смешанные)</p> <p>Глины (хемогенные)</p>		
Алевритовые	0,01 - 0,1 (0,005)	Алевриты			
Глинистые (пелиты)	< 0,01 (0,005)	Глины (механические терригенные)			

Примечание: В графе "Размер обломков в мм" в скобках приведены цифры по другим классификациям, отличающимися от данной десятичной.

Среди *грубообломочных пород* в интервале от глыб-валунов до дресвы-гравия, т.е. в пределах, доступных для визуального (на глаз) определения степени окатанности обломков, последняя влияет на название породы. Состав обломков *глыбово-щебенистых* отложений полностью отражает петрографический состав исходных пород, в то время как для *галечников и гравия*, обломочный материал которых испытал более или менее значительный перенос, в процессе которого все менее устойчивые породы подверглись механическому истиранию и химическому растворению, характерно присутствие и преобладание среди галек и гравийных зерен относительно устойчивых пород – яшм, яшмовидных пород, силицилитов, кремнистых сланцев, кварцитов, роговиков, любых окремненных пород, тонко- и мелкозернистых интрузивных пород средне-кислого состава.

В *песках и песчаных* породах степень окатанности зерен устанавливается уже только под микроскопом, поэтому нет различий в названиях песков с окатанными и неокатанными песчинками. Тем более это различие теряет смысл для *алевритов*, частички которых, в силу мизерных размеров, переносятся во взвешенном состоянии и окатывания вообще не испытывают.

Для песков и алевритов характерен, как правило, чисто кварцевый состав. Такой состав является показателем, с одной стороны, длительности переноса и обработки в процессе этого переноса обломочного материала, когда все более мягкие, чем кварц, компоненты истираются и растворяются, и, с другой стороны, – климатических условий и длительности процесса формирования каолиновой или латеритной коры глубокого химического выветривания на исходной суше, когда все менее устойчивые, чем кварц, минералы переходят в продукты выветривания еще *in situ* в коре выветривания. В результате формируются т.н. «зрелые» песчано-алевритовые толщи – показатели седиментогенеза (по Н.М. Страхову) в указанных условиях. В составе аксессуариев таких зрелых толщ характерно присутствие наиболее устойчивых минералов таких, как циркон, рутил, монацит.

Присутствие в песках заметного количества полевых шпатов (аркозовые пески), слюд, амфиболов (полимиктовые пески) или еще и обломков разных, главным образом, вулканогенных пород (граувакки), свидетельствует о незначительности переноса обломочного материала и ослабленном химическом выветривании на исходной денудационной суше. Среди аксессуариев таких «незрелых» толщ могут присутствовать менее устойчивые минералы – эпидот, амфиболы, слюды, полевые шпаты и др.

Замечательной рыхлой осадочной горной породой является *глина*. От всех других рыхлых осадочных пород глины отличаются, во-первых, способностью неоднократно при размокании давать пластичную массу, а при высыхании твердеть и, во-вторых, своей связностью. Связность глин обусловлена тем, что силы слипания глинистых частиц намного сильнее их тяжести. Происхождение глин двойное. В общем случае они – результат химического выветривания (гидролиза) силикатов и алюмосиликатов в различных климатических условиях и представляют собой смесь самостоятельных минералов – гидрослюды, каолина и др., каждый со своим химическим составом и типом листоватой кристаллической решетки. Но и чисто механическое измельчение, истирание горных пород и минералов при переносе и физическое (достоверно – морозное) выветривание способны измельчить исходную горную породу до частиц размером, близким глинистым частицам, т.е. менее 0,005 мм. Такие «механические» глины будут обладать типичными свойствами глин – пластичностью и связностью, не изменив существенно своего химического состава. Поэтому некоторые авторы (М.С. Швецов) относят глины в группу пород смешанного происхождения.

Как уже отмечалось в начале раздела, среди континентальных рыхлых терригенных отложений широким распространением пользуются *смешанные* по составу породы. Наиболее ярким примером таких смешанных пород являются ледниковые моренные отложения, часто именуемые «валунные глины, суглинки». Уже само название породы говорит о том, что она состоит из смеси совершенно разнородного обломочного материала с размерностью от тончайшей глины до гигантских валунов, совершенно не сортированной, с переменными практически любыми количественными соотношения-

ми разных фракций. Формирование такой породы возможно именно потому, что лед, в отличие от других транспортирующих агентов – воды, ветра, с одинаковой легкостью переносит одновременно и валун и глинистую частицу и откладывает их рядом без всякой сортировки в процессе, например, абляции.

Другим примером смешанных и совершенно несортированных отложений являются элювиальные и склоновые отложения, сложенные, в общем, песчано-алевритоглинистым материалом (супесями и суглинками – см. ниже) с переменным количеством дресвы, щебня и глыб, колеблющимся от единичных обломков («висячие» обломки в мелкоземистой массе) до преобладания последних, когда порода, по сути дела, представляет собой уже дресву или щебень с мелкоземистым заполнением промежутков между обломками (матрикс). Такой смешанный из разных по размерам фракций состав этих пород является результатом различной скорости дезинтеграции разных частей и фрагментов исходной горной породы в процессе выветривания в зависимости от химического, минералогического состава и степени первичной трещиноватости.

Но и для делювиальных (в узком и точном значении этого термина – см. стр. 68), а тем более для пролювиальных и аллювиальных отложений, претерпевших заметную сортировку в процессе переноса и отложения, довольно долго сохраняется смешанный, разнофракционный состав, что отражается даже в технической терминологии этих отложений как полезных ископаемых: «песчано-гравийные», «гравийно-галечные смеси». Полная сортировка терригенных отложений с образованием монофракционных песков, гравия, галечников осуществляется только при длительной обработке в прибрежных морских и озерных условиях.

Рыхлые осадочные горные породы, представляющие собой смесь переменного состава песчаного, алевритового и глинистого материала, объединены в группы *супесей и суглинков*. Эти понятия широко используются именно в четвертичной геологии и, в особенности, в инженерной геологии и механике грунтов, тогда как в литологии более древних литифицированных горных пород эти термины не применяются, а близкие по составу горные породы относят или к тонкозернистым песчаникам или алевролитам.

К *супесям* относят породы, содержащие 70–90 % тонкопесчаного и алевритового материала и 10–30 % глинистого, у *суглинков*, соответственно, 50–70 и 30–50 %. Граница между супесями и суглинками, таким образом, чисто условная, в механике грунтов, например, отнесение породы к супесям или суглинкам определяется не составом, а числом пластичности, которое у супесей – 7, а у суглинков – 7–17. Присутствие в составе этих пород глинистого материала придает им, особенно суглинкам, некоторую связность и, как следствие, способность сохранять крутые, вплоть до отвесных, стенки (угол естественного откоса – до 90°).

Наиболее примечательными разновидностями супесчано-суглинистых пород являются *лессы, лессовидные и покровные суглинки*.

Лессы – существенно алевритовые, со средним размером частиц 0,05 мм, светло-серовато-желтые (палевые), неслоистые породы. Характерными особенностями лессов являются их пористость, наличие вертикальных канальцев, определяющих столбчатую отдельность лессовых толщ, сильная обызвествленность (карбонатность), макроскопически выражающаяся в присутствии в породе стяжений карбоната кальция неправильной, часто лапчатой формы – «журавчиков».

Лессовидные суглинки, как это следует из названия, – породы, близкие по составу и строению к лессам, но отличающиеся от последних отсутствием какого-либо качества типичных лессов, или, наоборот, более широким диапазоном колебаний других качеств – соотношения алевритовой и глинистой фракции, присутствием линз тонкой песчаной фракции, появлением параллельной или косой слоистости.

В термине *покровные* (суглинки) отражено плащеобразное залегание лессовидных суглинков (а также и супесей, лессов, почв, вообще любых субаэральных* образо-

* *Субаэральный* – возникший в воздушной среде (в отличие от субаквального т.е. подводного). Безусловно, к субаэральным образованиям относятся почвы, коры выветривания, эоловые отложения, снег, метеоритная пыль. Иногда к субаэральным образованиям относят и пролювиально-делювиальные отложения и отложения мелких сезонных озер.

ваний) на разных по гипсометрическому положению, происхождению и возрасту элементах рельефа, например, единый неразрывный разновозрастной покров на водораздельной поверхности, склоне водораздела и поверхности прилегающей к склону высокой террасы речной долины.

В четвертичной геологии существует проблема происхождения лессов, лессовидных и покровных суглинков. В целом, можно констатировать, что широкий диапазон состава и строения этих пород предполагает и разнообразие, при своего рода конвергенции, способов их образования. Типичные китайские классические лессы (по В.А. Обручеву) – отложения золотой пыли, вынесенной из пустыни Гоби. За главенствующую роль золотой составляющей в лессовидных суглинках свидетельствует их покровное залегание, хотя некоторые авторы это покровное залегание суглинков приледниковых и, в особенности, внутрiledниковых областей объясняют образованием их в наледниковых временных озерах. После таяния льда все наледниковые образования, в том числе и суглинки, проецируются на доледниковый и ледниковый рельеф и отложения, образуя, таким образом, плащеобразный покров, занимающий самое высокое положение в рельефе.

Следует также отметить, что покровное залегание лессовидных суглинков может возникнуть, в соответствии со взглядами академика Л.С. Берга, и в результате процесса *облессования* (своеобразное выветривание и почвообразование в условиях засушливого климата) супесчано-суглинистых рыхлых осадков любого другого происхождения. Процесс облессования заключается в укрупнении гранулометрического состава породы за счет слипания глинистых частиц до размеров алевритовых и увеличении карбонатности породы в результате выноса более подвижных щелочных элементов и относительного обогащения щелочноземельными, менее подвижными в условиях недостатка влаги. Замечательно, что при увлажнении климата идет обратный процесс - *глинизация* и супеси могут переходить в суглинки, теряя признаки облессования.

Наконец, появление в лессовидных и покровных суглинках разных видов слоистости свидетельствует о делювиально-пролювиальном или в во временных эфемерных озерах происхождении этих пород. Местной делювиально-пролювиальной и во временных (сезонных) мелких озерах переработке подвергаются исходные песчано-суглинистые отложения любого, чаще всего золотого происхождения.

Органогенные континентальные четвертичные отложения представлены озерным сапропелем, озерным диатомитом и болотными торфяниками.

Самым оригинальным озерным осадком, накапливающимся в теплых застойных озерах гумидного и полуаридного климата, является *сапропель* (гнилостный ил) или гиттия, представляющий собой зеленовато-коричневую коллоидальную жирную массу с ленточной сезонной слоистостью – смесь алеврито-глинистой основы с пересыщающей ее органической составляющей, состоящей из остатков животного и растительно-го планктона с примесью других организмов (донных и рыб). Органического вещества в сапропеле – от 20 до 40%. При обезвоживании и уплотнении (при осушении озер) сапропель переходит в сапропелит, а под давлением вышележащих осадков – в углеподобный сапроколь – ценные полезные ископаемые.

Озерные диатомиты накапливаются в пресных озерах северных широт с холодной водой, образуют пласты мощностью до нескольких метров и представляют собой светлую пластичную (в сухом состоянии рыхлую) смесь тончайшей глины и, в основном (до 90%), панцырей диатомовых водорослей.

Болотный торф представляет собой неслоистую волокнистую или аморфную массу от желто-коричневого до черного цвета, образовавшуюся за счет разложения и гумификации в условиях повышенной влажности и недостатка кислорода болотной растительности. Различают лесной, топяной, осоковый торф низинных и имеющий наиболее промышленную ценность сфагновый торф верховых болот.

Из чисто хемогенных континентальных четвертичных отложений, с практической точки зрения, заслуживают рассмотрения *озерные и болотные железные руды* холодного и гумидного климата и *озерные бокситы* тропиков и субтропиков. Эти осадки представляют собой, соответственно, скопление бобового или оолитового бурого же-

лезняка; гелеподобные и тонкоолитовые скопления сидерита (быстро окисляющиеся при первом же соприкосновении с воздухом в тот же бурый железняк); бобовые скопления бурого железняка и окислов алюминия. Среднее содержание железа или алюминия в этих породах – 30–40%. Выпадение всех этих соединений в осадок идет при участии аэробных (в озерах) и анаэробных (в болотах) бактерий. Мощность таких руд не более первых десятков см. Замечательной особенностью этих отложений является их восстановление после выработки через 15–20 лет.

Широким распространением среди отложений непроточных пресных озер умеренного и полуаридного климата пользуется *озерный мел*, представляющий собой (в высушенном состоянии) рыхлую порошкообразную светлую (если без окислов железа) массу, состоящую из аморфного CaCO_3 , выпавшего из раствора озерной воды. Смесь озерного мела с глинисто-алевритовым материалом дает *озерный мергель* (или гажа).

Отложения минеральных озер (по мере увеличения степени минерализации озерной воды, повышения среднегодовой температуры и перехода карбонатных озер в сульфатные и далее - в хлоридные) представлены, соответственно: *содой* – Na_2CO_3 , выпадающей в осадок зимой путем вымораживания; *мирабилитом* – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10 \text{H}_2\text{O}$ и *гипсом* – $\text{Ca}_2\text{SO}_4 \times 2 \text{H}_2\text{O}$, выпадающим из растворов при $t = 0^\circ\text{C}$ и ниже; и *галитом* (поваренной солью) – NaCl , выпадающим в осадок при интенсивном (до полного пересыхания) испарении озерной воды.

2.1.2. Генетическая систематика. Учение о генетических типах рыхлых континентальных четвертичных отложений

Суть генетической систематики – в подразделении рыхлых четвертичных отложений на виды, отличающиеся не составом или строением, а способом образования – генезисом. Эти отличающиеся друг от друга генезисом виды отложений получили название *генетический тип*. Понятие генетический тип используется и при описании более древних толщ, но особую роль оно играет именно в четвертичной геологии, поскольку континентальная составляющая четвертичной системы характеризуется широким разнообразием различных по способу образования видов рыхлых отложений, тогда как все более древние системы представлены в подавляющем большинстве одним генетическим типом (или группой типов) – морским.

Калейдоскопическое разнообразие генетических типов и их подразделений (подтипов и фаций) в континентальных рыхлых четвертичных отложениях – иногда смена их наблюдается через десятки метров или даже метры, сложные взаимоотношения (см. гл. 1.2.1) между ними и вытекающие отсюда проблемы картирования континентальных четвертичных отложений и их хозяйственного использования обусловили возникновение в четвертичной геологии целого направления – *учения о генетических типах рыхлых (континентальных) отложений*, имеющего огромное значение при комплексном системном анализе рельефа и слагающих его рыхлых отложений и, в частности, в систематизации месторождений полезных ископаемых четвертичной системы и при разработке легенд для карт четвертичных отложений.

Понятие «генетический тип» применительно к рыхлым континентальным отложениям в русскую геологическую литературу ввел акад. А. П. Павлов еще в конце XIX века. А.П. Павлов определял генетические типы как «...Совокупность отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов...». Забегая вперед, отметим, что это определение наиболее просто и точно выражает суть понятия «генетический тип». Им же в русскую геологическую литературу были введены термины: элювий, аллювий, делювий и пролювий.

В дальнейшем, в 50–60 – е годы вокруг понятия «генетический тип» развернулась оживленная дискуссия по поводу определения и принципов выделения генетических типов, их классификации, таксономического ранга единиц, как более крупных, чем генетический тип, так и его подразделений, в частности, соотношения понятий «генетический тип» и давно и широко используемых в геологии морских осадочных образований более древних систем понятий «формация» и «фация». Последнее было вызвано

необходимостью объединения в единой генетической классификации и континентальных и морских четвертичных отложений.

Большинство авторов в решении этих вопросов, в общем, следовали первоначальным взглядам А.П. Павлова. В генетических классификациях, составленных Н.И. Николаевым (1946г.), С.А. Яковлевым (1954г.), К.И. Лукашев (1971г.), центральным понятием является генетический тип, с определениями, в общем, близкими определению А.П. Павлова. Генетические типы по общему объединяющему признаку, отражающему или общность среды осадконакопления – водная (субаквальная), воздушная (субаэральная) или положение в рельефе – например, на склонах или водоразделах, или генеральный процесс – вулканизм, деятельность льда и др., объединяются в более крупные таксоны: генетический ряд или группу. В свою очередь, генетический тип по конкретным, частным условиям образования, отражающим детали расположения в рельефе, либо динамику процесса, либо разницу в климатических условиях, подразделяется на фации или просто отложения.

Подробно и глубоко, но заметно иначе анализирует учение о генетических типах континентальных отложений Е.В. Шанцер (1966г). Справедливо отмечая эмпиричность и отсутствие теоретической основы в существующих классификациях, он рассматривает генетические типы как части *глиптогенеза*, понимая под последним закономерный пространственно-временной ряд всех процессов денудационного преобразования суши в сочетании с последующей транспортировкой продуктов денудации и, наконец, аккумуляции последних, в результате чего и идет преобразование рельефа суши и формирование рыхлого покрова континентальных отложений (см. рис. 1). Как пример части такого глиптогенетического ряда Е.В. Шанцер приводит последовательность: склоновый делювий → русловой аллювий → пролювий конуса выноса.

С этих позиций генетический тип, по Е.В. Шанцеру, – сложное комплексное образование. Он пишет: «...В разные генетические типы объединяются отложения или вообще комплексы осадочных образований, играющие качественно разную роль в строении и истории формирования осадочного покрова суши и генетически связанные с такими исторически обусловленными естественными сочетаниями процессов выветривания, денудации и осадконакопления, которые оставляют свои особые, четко распознаваемые черты в эволюции рельефа и преобразовании лика земной поверхности...». Е.В. Шанцер подчеркивает, что генетический тип не «динамико-геологическое», а «историко-геологическое» понятие и что для выделения генетических типов нужно знать не только сам тип – его строение и состав, но и учитывать его закономерное пространственное расположение среди генетических типов и взаимосвязи с ними, т.е. подчеркивает *парагенетический аспект* понятия «генетический тип». В качестве примера он приводит флювиогляциальные отложения, которые по среде и динамике образования на первый взгляд должны бы рассматриваться в группе водных флювиальных генетических типов (как это и сделал Н.И. Николаев в своей классификации 1946г.), но тесная парагенетическая связь флювиогляциальных отложений (озовых, камовых, зандровых) с ледниковым моренным комплексом заставляет рассматривать этот генетический тип в ряду ледниковых образований.

Своеобразно рассматривает Е.В. Шанцер и соотношение понятия «генетический тип» с такими традиционными в геологии понятиями, как «формация» и, в особенности, «фация». Е.В. Шанцер отмечает, что процедура выделения генетических типов в континентальных четвертичных отложениях сродни формационному анализу в геологии древних осадочных толщ. Отсюда следует логический вывод, что выделяемые Е.В. Шанцером парагенетические группы генетических типов, а тем более парагенетические ряды групп, в чем-то соответствуют понятию «осадочная формация» древних отложений.

Неоднократно подчеркивает Е.В. Шанцер и разницу в принципах выделения между генетическим типом, как историко-генетической единицей, и фацией, как единицей генетико-географической, и что эти понятия противостоят друг другу и не могут рассматриваться как соподчиненные таксономические единицы общей генетической классификации, хотя и признает возможность подразделения генетических типов на

фации, поскольку в своем ставшим классикой труде об аллювии равнинных рек сам делит генетический тип «аллювий» на всем известные и признаваемые, фации – русловую, пойменную и старичную.

В конечном итоге, в схеме классификации генетических типов континентальных осадочных образований, составленной Е.В. Шанцером, хорошо разработана левая часть, состоящая из парагенетических рядов (соответствующих группам в классификации С.А. Яковлева и процессам в классификации Н.Н. Николаева), подразделяющихся на парагенетические группы и далее подгруппы, но недостаточно детально представлены генетические типы и совершенно отсутствует подразделение последних на фации или какие-либо другие единицы. Причем нежелание Е.В. Шанцера детализировать



Рис.1. Общая схема глиптогенеза (седиментогенеза по Н.М. Страхову)

генетические типы привело к тому, что некоторые виды отложений, например, коллювий, большинством авторов (кроме Ю.А. Билибина, для которого коллювий – синоним любых склоновых отложений) традиционно рассматриваемый как генетический тип, в его классификации вообще отсутствует. Вместо него фигурируют более крупные единицы – подгруппа коллювия обрушения и подгруппа коллювия оползания. Последние делятся на генетические типы (см. табл.2), которые в других классификациях рассматриваются и как самостоятельные генетические типы, равные по рангу коллювию (деляпсий, дефлюксий и солифлюксий), и как фации коллювия (дерупций и десперсий).

Таким же образом отложения основной морены и конечной морены, которые правильнее рассматривать как фации в составе генетического типа

«морена», Е.В. Шанцер считает самостоятельными генетическими типами. В целом можно констатировать, что в классификации Е.В. Шанцера, по сравнению с другими классификациями, ранг того или иного комплекса отложений как бы приподнят: то, что в других классификациях обозначено как фация, у него – генетический тип, то, что обозначено как группа, у него – ряд. Все это сильно снижает значение классификации Е.В. Шанцера как инструмента практической работы с генетическими типами и их подразделениями.

**Таблица 2
Фрагмент схемы классификации генетических типов Е.В. Шанцера**

Парагенетический ряд	Парагенетическая		Генетический тип
	группа	подгруппа	
Склоновый (коллювиальный)	гравитационная	коллювия обрушения	обвальные накопления (дерупций), осыпные накопления (десперсий)
		коллювия оползания	оползневые накопления (деяпсий), солифлюкционные накопления (дефлюксий и солифлюксий)

К настоящему времени в учении о генетических типах рыхлых континентальных отложений сложилась следующая система соподчиненных понятий.

Самой крупной таксономической единицей, применяемой некоторыми авторами (Н.И. Николаев, К.И. Лукашев), является *формация*. Общепринятого определения формации применительно к четвертичным континентальным отложениям нет. Более или менее сложившееся в геологии древних осадочных толщ понимание формации как комплекса фаций, возникшего на определенном этапе геологического развития крупной геотектонической структуры при определенных климатических условиях, мало применимо к четвертичным отложениям, во-первых, вследствие своего исторического, временного аспекта, а, во-вторых, по той причине, что ниже перечисленные таксономические единицы, начиная от генетического типа и крупнее, в сущности, подходят под это определение. Н.И. Николаев определяет формацию применительно к геологии континентальных отложений как «...комплекс осадков – парагенетические сообщества определенных генетических типов отложений, объединенные общностью условий образования ... вне зависимости от форм залегания...». Н.И. Николаев и К.И. Лукашев в сходных, в целом, перечнях континентальных формаций среди прочих выделяют: ледниковую, внеледниковых равнин, пустынную, тропиков и субтропиков, горные, предгорных равнин и межгорных котловин. Из этих примеров видно, что выделение формаций указанными авторами базируется на совершенно различных принципах: и тектоническом, и палеогеографическом, и климатическом, что, строго говоря, является нарушением правил составления классификаций вообще. Кроме того, все авторы отмечают, что из-за краткости четвертичного периода и маломощности системы зачастую вся она составляет одну формацию. В силу всего вышесказанного понятие «формация» в четвертичной геологии отсутствует в современных схемах классификации генетических типов, не имеет обязательного распространения и применяется, только, например, при разработке легенд мелкомасштабных карт четвертичных отложений.

Следующей единицей, употребляемой в генетической систематике четвертичных отложений, является *класс*, введенный в употребление Е.В. Шанцером в 1980 году и используемый в некоторых классификациях. Основанием для выделения классов послужила резкая разница в генеральном, обобщающем способе образования различных рядов и групп генетических типов четвертичных отложений. В последней и наиболее разработанной генетической классификации коллектива авторов из ВСЕГЕИ (табл. 4) выделяются четыре класса: гипергенный (коры выветривания, по Е.В. Шанцеру), седиментогенный, биогенный и вулканогенный. Следует заметить, что классы как единицы генетической классификации четвертичных отложений пока не приобрели практического значения, например, в легендах к картам четвертичных отложений.

Следующей таксономической единицей в рассматриваемой систематике являются равные по рангу и значению понятия *генетический ряд* (классификация ВСЕГЕИ) или *группа* (классификация С.А Яковлева). При определении рядов или групп нет основополагающих, общих для всех критериев их выделения. В сущности, их выделение повторяет, дублирует выделение классов с той разницей, что седиментогенный класс подразделен на несколько рядов по типу среды и агенту осадконакопления – склоновый или гравитационный, водный, аэральный, ледниковый. Из двух первых терминов следует отдать предпочтение первому – «склоновый», который четко определяет пространственную приуроченность этой группы генетических типов, тогда как термин «гравитационный» страдает большей неопределенностью, поскольку, строго говоря, все природные процессы идут в поле тяжести Земли.

Центральным, опорным понятием в рассматриваемом вопросе является понятие *генетический тип*. Выше приводилось простое изначальное определение генетического типа по А.П. Павлову, продуманное и теоретически обоснованное, но чересчур сложное и лишенное практической ценности определение Е.В.Шанцера. В настоящее время, видимо, следует ограничиться определением генетического типа (применительно к континентальным четвертичным отложениям) как *парагенетического комплекса отложений (фаций), созданных определенным природным процессом или агентом*. Важно подчеркнуть, что распознаются генетические типы не только по особенностям состава и строения, но и в не меньшей степени по взаимному закономерному расположению относительно друг друга на более крупных элементах рельефа,

выстраиваясь при этом в глиптогенетические ряды – например, элювий водораздельных пространств, дефлюкций склонов, аллювий долин и т. д. На эту сторону генетических типов указывал Е.В. Шанцер. Наконец, генетический тип – основная рабочая единица картирования четвертичных отложений и содержания карт четвертичных отложений.

Отнесение некоторых генетических типов к той или иной генетической группе (ряду) является спорным. Выше приводился пример с флювиогляциальными отложениями. Точно также делювиальные отложения (в первоначальном, по А.П. Павлову, понимании термина «делювий» как отложений площадного стока) в большинстве классификаций отнесены к водной группе, тогда как в классификации Е.В. Шанцера они включены в склоновую группу, что представляется более правильным.

По деталям состава и строения, отражающим особенности ландшафта (аллювий горных или равнинных рек) или особенности климата (отложения пресных или минерализованных озер), генетические типы могут делиться на подтипы.

Следующей не менее важной таксономической единицей в рассматриваемой классификации является понятие *фация*. Под фацией применительно к континентальным четвертичным отложениям, в отличие от сложившегося в геологии определения фаций морских отложений, целесообразно понимать *часть генетического типа, формирующуюся в конкретных ландшафтных, динамических или климатических условиях*. Фации, как части генетических типов, также достаточно четко распознаются по составу, строению и закономерному парагенетическому взаимному расположению относительно друг друга, картируются и показываются на картах четвертичных отложений. Хрестоматийным примером фаций являются русловая, пойменная и старичная фации в составе генетического типа «аллювий». Калейдоскопическое разнообразие конкретных ландшафтных (верхняя или нижняя часть склона), динамических (стрелевая или прибрежная части водотока), климатических (микроклимат северных и южных склонов) обстановок обусловило соответствующее разнообразие фаций и возможность их подразделения и объединения. Это привело к наличию в классификациях, кроме собственно фаций, более крупных единиц – групп фаций и более мелких – подфаций фактически с теми же критериями выделения, что и собственно фаций (например, стрелевая подфация и подфация прирусловых отмелей в составе русловой фации аллювия).

Подводя итоги, можно констатировать, что учение о генетических типах рыхлых континентальных отложений разработано еще недостаточно, например, индексация генетических типов. Основная проблема, затрудняющая практическое применение учения о генетических типах при картировании четвертичных отложений, заключается, во-первых, в разной детальности существующих генетических классификаций и, во-вторых, в том, что одни и те же конкретные отложения в разных классификациях относятся к различным таксономическим единицам. Это хорошо видно из приведенного выше сравнения классификаций Е.В. Шанцера, С.А. Яковлева и Н.И. Николаева. Другой пример: русловая фация, подразделяющаяся в классификации С.А. Яковлева на стрелевую и прирусловую подфации, рассматривается в классификации авторов ВСЕГЕИ как группа фаций, и подразделяющаяся на фации.

В качестве примеров систематики рыхлых континентальных четвертичных отложений в разрезе учения о генетических типах приведем две классификации последних. В основе первой (табл. 3) лежит классификация С.А. Яковлева (1954г). Эта классификация относительно проста, но именно она в течение более 30 лет служила основой всей практической работы по картированию четвертичных отложений и составлению легенд к картам последних. А в табл. 4 представлен фрагмент наиболее сложной и подробной современной генетической классификации четвертичных отложений, составленной коллективом авторов ВСЕГЕИ (Г.С.Ганешин и др.) в 1980г.

2.2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА

Очевидно, что классифицировать рельеф можно и нужно по морфологии, морфометрии, генезису, возрасту, стадии морфоцикла. Ниже рассматриваются существующие в настоящее время классификации рельефа.

Таблица 3

**Генетическая классификация континентальных четвертичных отложений
(по С.Л. Яковлеву, с упрощениями и некоторыми изменениями и добавлениями автора)**

Ряд (группа)	Генетический тип и индекс	Фация
Водораздельная (элювиальная)	Элювиальный (элювий) – e	климатические разновидности элювия – обломочный, гидрослюдистый и т.д.
	Почвенный (почва)	климатические разновидности почв – каменистая, тундровая, подзолистая и т.д.
Склоновая (гравитационная)	Коллювиальный (коллювий) – c (cL)	коллювий осыпания коллювий обрушения
	Десерпционный (десерпций) – (ds)	
	Оползневой (деляпсий) -	деляпсивная часть детрузивная часть
	Дефлюкционный – (df) (дефлюкций)	
Солифлюкционный – s (sL) (солифлюксий)		
Водная	Делювиальный – d (dL) (делювий)	<p>потоковая веерная застойно-водная селевая</p> <p>русловая пойменная старичная</p> <p>фации по аналогии с морскими</p> <p>подземных русел натечные отложения отложения источников (травертины, гейзериты)</p>
	Проллювиальный – p (пролювий)	
	Аллювиальный – a (аллювий)	
	Озерный - L	
	Подземноводный	
Ледниковая	Флювиогляциальный -f	Озовые отложения Камовые отложения Зандровые отложения
	Ледниково-озерный – gL Ледниково-морской - gm	ленточные глины подводные морены
	Ледниковый (морена) – g	основная морена краевая морена конечная морена
Аэральная	Эоловый – v	песчаные отложения лессовые отложения
Биогенная	Болотный -b	низинная верховая
Вулканогенная		
Техногенная (антропогенная)	Насыпной - t	отвалов горных выработок, насыпей, дамб
	Намывной - t	россыпных отвалов, намывных оснований
	Бытовой - t	культурный слой поселений человека

* В таблице приведены буквенные индексы генетических типов четвертичных отложений согласно действующим инструкциям по составлению геологических карт масштаба 1:50 000 (1987г) и 1:200 000 (1995г). Все склоновые отложения в этих инструкциях сведены к трем генетическим типам: коллювию, солифлюкцию и делювию. Между тем их выделяется гораздо больше. Поскольку многие из них – делювий, дефлюкций и др. начинаются с одной и той же буквы d, автор предлагает новую индексацию склоновых отложений с использованием вторых согласных (индексы в скобках). В этом случае бывшие двойные индексы, означавшие смесь двух генетических типов, например, cd -коллювиально-делювиальный будет обозначаться cdL, а dp – делювиально-пролювиальный станет dLp и т.д.

Таблица 4

Фрагмент генетической классификации четвертичных отложений ВСЕГЕИ

Класс	Генетический ряд	Генетический тип	Генетический подтип	Группа фаций	Фация
<i>Группа А. Континентальные образования</i>					
Гипергенный	Элювиальный	Элювиальный (элювий)	Механогенный	Криогенная	Морозно-нивацционная Морозно-солифлюкционная
				Гипергенный	Термогенная
			Хемогенный		Диспергенная
		Биогенный		Полярные почвы	Арктическая Тундровая
				Бореальные почвы	Подзолистая Серая лесная
		Субтропическо-тропические почвы	Серозем Бурозем Краснозем Желтозем		
		Почвенный (почва)			

2.2.1. Общая эмпирическая морфолого-морфометрическая классификация элементов рельефа

Термин «элемент рельефа» мы будем применять как термин свободного пользования для обозначения составных частей рельефа любого масштаба и происхождения. Задачей данной классификации как раз является установление соподчиненности элементов рельефа разного масштаба.

2.2.1.1. Простейшие элементы рельефа

Наиболее простыми элементами рельефа являются *точки*, *линии* или *ребра* и элементарные *поверхности* или *границы* (рис. 2,3).

Точки – вершинная, седловинная и др. фиксируют четкие перегибы любых линий в рельефе.

женным, более крутым, а *подошвы*, наоборот, проходят по переломам крутопадающих поверхностей к нижерасположенным более пологим.



Рис. 3. Схема сочленения элементарных поверхностей и связанных с ними генетических типов рыхлых отложений в условном ландшафте

Таким образом, сочетание указанных четырех основных линий как бы образует скелет любого рельефа. На геоморфологических картах, в особенности детальных, эти линии, как правило, являются геоморфологическими границами площадных элементов рельефа.

Элементарные поверхности имеют наибольшее значение, т.к. всю поверхность суши можно представить в виде системы таких поверхностей, чаще всего склонов разного уклона и происхождения с границами по вышеуказанным основным линиям рельефа.

Практически любой ландшафт можно расчленить на характерное сочетание следующих основных элементарных поверхностей (рис. 3).

а) **Водораздельная поверхность**, как правило, реликт поверхности выравнивания предыдущего морфоцикла, а потому самый древний элемент рельефа в рассматриваемом сочетании. Она широко представлена на равнинах и может полностью исчезнуть в горах, т.к. густое в плане эрозионное расчленение горных стран и развитие склонов ведет к ее сокращению, вплоть до полного исчезновения, когда развивающиеся в современном морфоцикле склоны соседних эрозионных форм сходятся, а линия их пересечения становится водораздельной линией. Водораздельная поверхность, как правило, перекрыта связанными с ней пространственно и генетически рыхлыми отложениями коры выветривания, представленными генетическим типом – элювием (подробнее см. гл. 5.1.2). Эти отложения, таким образом, являются самыми древними из всех рыхлых отложений, связанных с современным рельефом.

б) **Склон водораздела**. Водораздельная поверхность обычно плавно переходит в относительно пологие денудационные склоны, которые или однообразны с ней или формировались в более поздние морфоциклы. Местами эти склоны представляют собой переработанные денудацией склоны древних долин.

в) **Склоны эрозионной формы**. Древние денудационные склоны в нижней части нередко переходят в более крутые молодые склоны, активно развивающиеся в современный морфоцикл, особенно в случае подрезания их руслом. Они могут также опираться на дно сухой долины, пойму, низкую террасу.

Со склонами пространственно и генетически связан комплекс склоновых рыхлых отложений, представленных различными генетическими типами и фациями – коллювием, делювием, дефлюкцием и др. (подробнее см. гл. 5.2.1). Все эти отложения однообразны склонам и всегда моложе водораздельного элювия.

г) **Днища отрицательных форм рельефа** – поверхности, занимающие самое низкое положение в рельефе и созданные сначала разрушительной, а потом и аккумуля-

лятивной деятельностью экзогенных агентов (общей склоновой денудацией, проточной водой, ветром, ледниками, морским прибоем) – педименты, днища сухих логов, дефляционных и экзарационных котловин, речные террасы и поймы, поверхности морской и болотной аккумуляции, сложенные соответствующими генетическими типами и фациями рыхлых четвертичных отложений. В целом, весь этот комплекс рыхлых отложений одновозрастен или моложе склоновых отложений.

Важно отметить, что даже при плавном переходе одной поверхности в другую и сплошном растительном покрове, что обычно наблюдается в гумидном климате, указанные поверхности могут быть выделены при детальном изучении рельефа, и, в особенности, состава и возраста рыхлого покрова.

Таким образом, указанная триада разновозрастных поверхностей: водораздельная – склон – днище отрицательной формы рельефа с присущими каждой рыхлыми отложениями демонстрирует последовательность формирования рельефа и суть денудационного морфоцикла (см. гл. 3.3.1). В исходную водораздельную поверхность рельефа, сформировавшуюся в предыдущие морфоциклы, врезается экзогенный агент, формирующий отрицательную форму рельефа с ее склонами, которую потом частично заполняет своим генетическим типом рыхлых отложений. В подавляющем большинстве ландшафтов этим агентом являются проточные воды, в результате деятельности которых (сначала эрозионной, а затем аккумулятивной) формируется врезанная в водораздельную поверхность сеть долин, оврагов, логов с аллювиальным и пролювиальным заполнением (рис.3).

В заключение отметим, что элементарные поверхности рельефа составляют основное содержание детальных геоморфологических карт.

2.2.1.2. Формы рельефа

Следующим по сложности элементом рельефа являются *формы рельефа – отдельные неровности земной поверхности, имеющие определенный объем и ограниченные от остального рельефа бровкой или подошвой.*

Термин *формы рельефа* в геоморфологии имеет два значения. Во-первых, это термин свободного пользования (так же, как и термин «элемент»), во-вторых, чаще этим термином обозначаются относительно небольшие по размерам объемные элементы рельефа.

Формы бывают *положительные* – холм, увал, бархан, гряда, отдельная вершина, террасовая ступень, бугор пучения, прирусловой вал, скалистый денудационный останец и др.; *отрицательные* – овраг, карстовая воронка, седловина, дефляционная котловина, суффозионный цирк, кар, долина, старица, депрессия и др.; *простые* – далее разложимые только на поверхности, линии и точки (например, у террасы можно выделить две поверхности – собственно поверхность террасы и уступ и три линии – бровку, подошву и тыловой шов) и *сложные*, представляющие собой сочетание простых форм. Например, крупная долина включает в себя простые формы – русло, пойму, террасы и более мелкие – острова, осередки, косы, прирусловые валы, старицы.

Формы рельефа в сочетании с поверхностями и составляют окружающий нас любой конкретный рельеф.

2.2.1.3. Тип рельефа

Следующей ступенькой в геоморфологической систематике является широко употребляемое понятие *тип рельефа – сочетание форм рельефа сходного внешнего вида и сходного, главным образом, экзогенного, происхождения, многократно повторяющихся на той или иной достаточно обширной территории.* Тип рельефа является основным содержанием понятия *географический ландшафт*. Когда мы говорим «холмистый рельеф», «овражно-балочный рельеф», мы, по сути дела, даем примитивное определение типа рельефа.

В 70-е годы в теоретической геоморфологии появилось новое понятие: *геоморфологическая формация* (Н.А. Флоренсов) – «Естественное и исторически обуслов-

ленное сочетание форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенных климатических и тектонических режимах, порождающих тот или иной способ их подвижного равновесия». Если отбросить высокий научный стиль этого определения, то становится ясно, что геоморфологическая формация не что иное, как давно известный «тип рельефа».

Существует калейдоскопическое разнообразие типов рельефа, отличающихся по любым морфологическим и морфометрическим характеристикам и, прежде всего, по внешнему виду, абсолютным и относительным (глубина эрозионного врезания) отметкам, густоте эрозионного расчленения (см. рис.2,в) и крутизне склонов. Примером исходной, грубой морфолого-морфометрической классификации типов рельефа может служить классификация А.И. Спиридонова (табл.5). Эта классификация не является абсолютной; в зависимости от особенностей конкретного района указанные цифры могут меняться и, главное, дробиться.

Понятие «тип рельефа» является опорным при описании рельефа больших территорий – стран, провинций, областей, районов и при составлении средне- и мелко-масштабных обзорных геоморфологических карт.

2.2.1.4. Обобщающая классификация элементов рельефа по размерам (по масштабу)

В последние десятилетия в теоретической геоморфологии сложилась еще одна классификация элементов рельефа, отражающая, прежде всего, их размеры. Все разнообразие элементов рельефа разного масштаба, происхождения и возраста от мельчайших (волновая рябь, ниша выдувания) до глобальных (материки и океанические впадины), выделяющихся по многочисленным морфологическим и морфометрическим критериям, подразделено на пять основных категорий (имеющих, как будет показано ниже – гл. 2.2.5, и генетический смысл): *планетарный рельеф* – выступы материков и океанические впадины; *мегарельеф, мегаформы* – основные крупнейшие формы рельефа материков и океанов (горные страны, плато, равнины, низменности); *макрорельеф, макроформы* – основные составляющие мегарельефа (отдельный хребет, межгорная впадина, долины крупнейших рек, впадины крупнейших озер и т.д.); *мезорельеф, мезоформы* – крупные формы рельефа (долины, крупные овраги, отдельные вершины, холмы, котловины и др.); *микрорельеф, микроформы* – наиболее мелкие элементы рельефа – формы и элементарные поверхности.

2.2.2. Генетическая классификация элементов рельефа

Данная классификация отражает происхождение элементов рельефа в зависимости от того, каким процессом и при влиянии каких рельефообразующих факторов они созданы. В соответствии с приведенной ниже классификацией РП и РФ (см. гл. 3.1) выделяются следующие основные генетические категории рельефа в целом и отдельных его элементов.

Тектонический рельеф – рельеф, созданный тектоническими и сейсмическими движениями. В зависимости от масштаба сюда будут относиться и свежий, не переработанный еще денудацией уступ, созданный землетрясением, и активно растущий соляной купол, и целая горная страна, в создании которой главную роль играло устойчивое неотектоническое поднятие.

Вулканический рельеф включает весь комплекс форм и поверхностей областей современного или недавнего вулканизма, созданных непосредственно вулканической деятельностью: эффузивно-аккумулятивные – лавовые потоки, покровы, купола; эксплозивно-аккумулятивные – шлаковые конусы, туфовые плато и склоны; экструзивные – купола, иглы, обелиски; деструктивные – трубки взрыва, маары, кратеры, кальдеры.

Таблица 5

Основные виды ландшафтов	морфологические различия	Морфометрические разновидности				по крутизне склонов (в град.)
		по средней абсолютной высоте (по абсолютным отметкам) в метрах	по средней глубине расчленения (по относительным отметкам) в метрах	по средней густоте расчленения (расстоянию между тальвегами и ближайшей водораздельной линией того же порядка) в метрах	практически нерасчлененные	
Равнины	ровные, наклонные, волнистые, холмистые, гривистые, бугристые	низменности - до 75 низкие - 75-100	очень мелко- и мелко-расчлененные - до 10 мелко-расчлененные - 10-25	практически нерасчлененные - более 50 000	горизонтальные - менее 1 очень пологие - 1-3	
	холмистые, увалистые, сопочные, грядовые и др.	средневысотные - 100-200 умеренно возвышенные - 200-300 возвышенные - 300-500 нагорные - > 500	среднерасчлененные - 25-50 глубоко-расчлененные - 50-75	редкорасчлененные - 10 000-50 000 редкорасчлененные - 5 000-10 000 слаборасчлененные - 3 000-5 000 умеренно расчлененные - 2 000-3 000 среднерасчлененные - 1 000-2 000	пологие - 3-5 полого покатые - 5-7 покатые - 7-10	
Горы	массивные, островные, столовые, гребневые и др.	низкие - до 1 000 средние - до 3 000 высокие - до 5 000 высочайшие - до > 5 000	мелко-расчлененные - до 300 средне-расчлененные - 300-500 глубоко-расчлененные - 500-1 000 очень глубоко-расчлененные - > 1 000	дробно-расчлененные - 500-1 000 густорасчлененные - 250-500 очень густорасчлененные - 100-250 предельно густорасчлененные («бэдленд») - менее 100	средней крутизны - 10-15 средней крутизны - 15-20 крутые - 20-30 очень крутые - 30-45 обрывы - более 45	

Морфолого-морфометрические категории (типы и группы типов) рельефа, по А.И. Спиридонову, с изменениями автора

Структурный рельеф (созданный при пассивном влиянии РФ) отражает геологическую структуру, а **литоморфный** – разницу в петрографическом и литологическом строении геологических тел, отпрепарированных в процессе селективной денудации.

Для структурного и литоморфного рельефа характерно широкое развитие **бронированных** поверхностей, совпадающих с отпрепарированными из более мягких пород поверхностями напластования устойчивых пластов (крепких песчаников, массивных известняков, покровов эффузивов) и **субсеквентных** элементов (форм) рельефа, т.е. линейных, совпадающих с теми или иными вытянутыми элементами геологического строения и следующих по простиранию последних. Например, гребень в рельефе, обусловленный выходом на поверхность дайки, более устойчивой, чем вмещающие породы, долина или лог, закладывающиеся и развивающиеся по полосе менее устойчивых к денудации пород или зоне тектонического нарушения.

В простейшем случае на горизонтально или пологозалегающих пластах возникает **пластово-ступенчатый** рельеф равнин и **столовый** рельеф гор, а на моноклиналях с углами падения 10° – 25° – своеобразный **куэстовый** рельеф (рис. 4,а,б,в). Бронированными поверхностями в куэстовом рельефе будут пологие склоны куэст, в столовом – широкие водораздельные поверхности и площадки на ступенчатых склонах.

При простом складчатом строении картина соотношения рельефа и геологической структуры несколько усложняется. На начальной стадии развития эпигеосинклинальных гор наблюдается **прямой** рельеф, когда положительные формы рельефа – хребты, водоразделы – совпадают с антиклиналями, а синклиналям соответствуют долины, впадины (рис. 4,г).

В дальнейшем, в результате селективности эрозии и денудации выходы твердых пластов обособляются в виде субсеквентных гряд, хребтиков, а на выходах мягких пластов возникают субсеквентные межрядовые понижения, по которым развивается эрозионная сеть. Рельеф переходит в **полуобращенный** (рис. 4,д). В конечном итоге в силу более быстрого разрушения сводов антиклиналей и перестройки речной сети прямой рельеф может перейти в **обращенный** с противоположным прямому соотношением рельефа и геологических структур (рис. 4,г).

При сложном геологическом строении (различные по морфологии складки, нарушенные дизъюнктивами и прорванные интрузивными телами) усложняется и становится более разнообразным и рельеф. Например, резко контрастируют между собой дробнорасчлененный, рядовой рельеф участков, сложенных разнообразными по литологии, смятыми в складки толщами осадочных горных пород, и мягкий, куполовидный, относительно слаборасчлененный рельеф на выходах крупных интрузивных тел (лакколитов, штоков). Все это позволяет, в особенности в горных странах, выделять большое количество морфологических типов рельефа на участках с различным геологическим строением.

Рельеф, не отражающий геологическое строение, называется **аструктурным**. Например, денудационные поверхности выравнивания. Но и в случае общей независимости рельефа от геологического строения в его составе всегда можно обнаружить отдельные структурные элементы – субсеквентные гребни и участки эрозионной сети, отпрепарированные интрузивные тела и др.

Таким образом, степень структурности рельефа устанавливается при сопоставлении его с геологическим строением. Первые выводы можно сделать при простом сопоставлении планового рисунка рельефа, в частности, эрозионной сети, и его морфологических особенностей, видимых на топооснове, с геологической картой того же масштаба.

Денудационный рельеф в узком значении включает в себя поверхности и формы, созданные собственно денудацией – выветриванием и удалением рыхлого материала ветром, плоскостным смывом, гравитационным перемещением. Сюда будут относиться многие структурные отпрепарированные формы и поверхности, а также денудационные склоны, денудационные поверхности водоразделов и денудационные останцы твердых пород. В широком смысле этим термином обозначают рельеф боль-

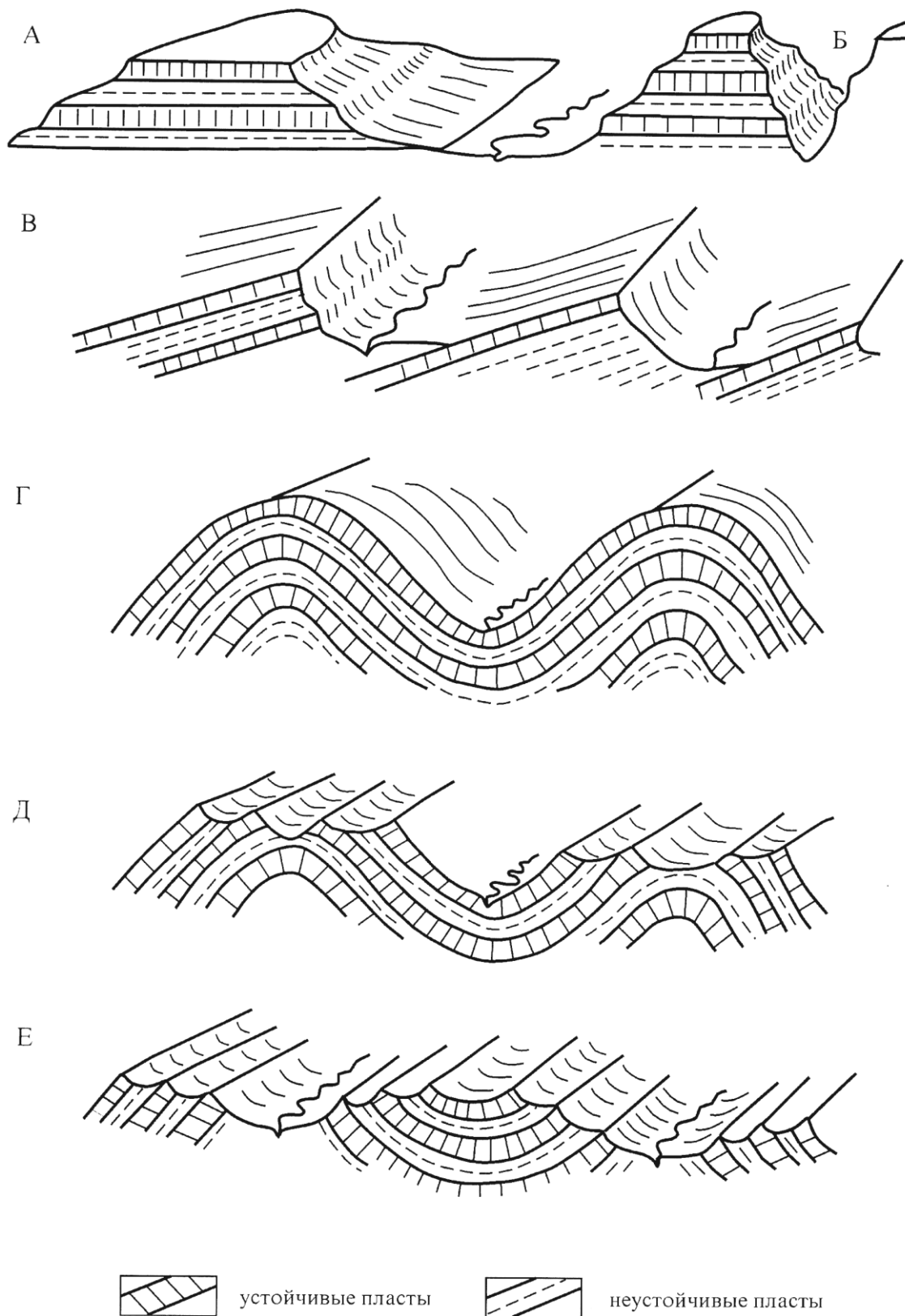


Рис. 4. Простейшие типы структурного литоморфного рельефа. Пластово-ступенчатая равнина или плато (А) и столовые горы (Б) на горизонтально залегающих пластах. Куэстовый рельеф на моноклинали (В). Первичный тектонический прямой рельеф (Г), полуобращенный рельеф (Д) и обращенный рельеф (Е) на складчатом основании

больших территорий на стадии нисходящего развития территории (денудационные горы, денудационные холмистые равнины), где собственно денудационные формы и поверхности современного морфоцикла играют главную роль, а элементы рельефа предыдущих морфоциклов, в частности, поверхности выравнивания, почти полностью уничтожены.

Скульптурный рельеф чаще рассматривается как синоним денудационного рельефа. Этот же термин применяется иногда (см. ниже: *морфоскульптура* – гл.2.2.5) для обозначения комплекса элементов рельефа, созданных вулканической деятельностью и экзогенными РП и наложенных на более крупные тектонические формы. Например, к скульптурному рельефу крупной тектонической мегаформы – горного хребта будут относиться все осложняющие его долины с их террасами, лога с конусами выноса из них, кары, гольцовые террасы, моренные накопления и др. В других случаях этот термин применяется для обозначения неровностей (ступенчатости) склонов, созданных селективностью денудации.

Выработанный рельеф в первом значении является синонимом денудационного или скульптурного рельефа. Во втором – близок по значению к скульптурному, но охватывает, главным образом, отрицательные формы, созданные разрушительной стороной деятельности экзогенных процессов. Соответственно, различают *выработанные эрозионные* формы и поверхности – лога, овраги, долины, эрозионные рывины, барранкосы, дэллы; *абразионные* – все виды берегов волноприбойного разрушения, волноприбойные ниши, эвразионные котлы, клифы; *экзарационные* – котловины, ванны выпавивания, ригели, кары; *корразионные* и *дефляционные* – ячеи, ниши, карманы, ярданги, котловины, столбы; *карстовые* – шратты, карры, воронки, колодцы, поляя.

Явно аструктурный денудационный, скульптурный, выработанный рельеф иногда называют *деструктивным*.

Аккумулятивный рельеф объединяет все поверхности и формы, созданные созидательной стороной деятельности экзогенных (и частично эндогенных – см. выше вулканический рельеф) РФ – аккумуляцией. По типу аккумуляции различают *аллювиально-аккумулятивный* рельеф – дельты, поймы, аккумулятивные террасы; *пролювиально-аккумулятивный* рельеф – днища и конусы выноса оврагов и сухих логов, предгорные и межгорные пролювиальные равнины; *золово-аккумулятивные* – дюны, барханы, лессовые и песчаные равнины; *ледниково-аккумулятивные* и *водно-ледниково-аккумулятивные* – морены, озы, камы, друмлины; формы и поверхности *морской* и *озерной аккумуляции* и промежуточные – аллювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные и т.д.

Приведенная генетическая классификация в основном касается элементарных поверхностей и форм рельефа, созданных, как правило, одним – двумя РП. Определение генезиса типов рельефа, поскольку в их образовании участвует комплекс РП, дается по *главнейшим факторам*. Например, *эрозионно-тектонические горы* созданы, прежде всего, неотектоническими движениями, поднявшими участок поверхности, и эрозией, расчленившей приподнятый участок и придавшей ему вид горного ландшафта, хотя в моделировке этих гор могли принимать участие и ветер, и горно-долинные ледники, и РФ, создавшие свои скульптурные формы, осложняющие горы.

2.2.3. Подразделение рельефа по возрасту геологического основания

Указание на геологический возраст коренного субстрата, на котором образовался тот или иной тип рельефа, в значительной степени формально, т.к. генетика и морфолого-морфометрические показатели рельефа не зависят от возраста этих пород. Но для подчеркивания своеобразия того или иного рельефа такое указание делается, начиная с понятия «тип рельефа».

Для аккумулятивного рельефа указывается геологический возраст отложений с подчеркиванием возраста последних, заключающихся, венчающих разрез отложений. Например, "...озерно-болотная равнина среднечетвертичного - современного возраста...".

Для денудационных типов рельефа указывается возрастной диапазон пород, затетых рельефообразованием. Например, «...холмистый рельеф на пологозалегающих отложениях девон – каменноугольного возраста...» При складчатом геологическом основании его возраст может быть определен также и по возрасту складчатости, в том числе и по циклам тектогенеза. Например, «...холмистый рельеф на складчатом герцинском основании...».

2.2.4. Основные типы геоморфологических ландшафтов (синтез морфологии, морфометрии, генезиса и возраста)

Из сказанного выше по поводу понятия «тип рельефа» видно, что каждому типу рельефа может быть дана краткая, но, тем не менее, всеобъемлющая морфолого-генетическая характеристика, определяющая его морфологию, морфометрию, генезис, основные черты строения и возраст геологического основания. Например, «...высокие, глубоко и густо расчлененные эрозионно-тектонические горы на складчатом основании альпийского возраста...» или «...низменная ровная мелко и редко расчлененная аккумулятивная морская равнина плиоцен – раннечетвертичного возраста ...». Такие морфогенетические типы рельефа являются центральной, опорной единицей региональной (т.е. больших территорий) геоморфологии и основным содержанием средне- и мелкомасштабных региональных и обзорных общих геоморфологических карт (см. раздел 9.1).

Сходные типы рельефа по любым из вышеперечисленных характеристик могут объединяться в *группы типов рельефа*. Например, холмистый рельеф основной морены и холмисто-грядовый рельеф конечной морены входят в группу типов ледникового аккумулятивного рельефа, а низкогорный с решетчатой эрозионной сетью рельеф на гранитоидах и низко- среднегорный с дендритовой эрозионной сетью рельеф на смятых в складки вулканогенно-осадочных породах кембрийского возраста могут быть объединены в группу типов горного тектоно-денудационного рельефа и т.д.

Но при всем многообразии типов и групп типов рельефа они в конечном итоге группируются в три основные группы географических ландшафтов – *горы, равнины и холмистый рельеф*. Отнесение того или иного рельефа к одному из указанных типов ландшафтов базируется, прежде всего, на густоте эрозионного расчленения и относительных отметках (превышениях водоразделов над днищами эрозионных форм), а не на абсолютной высоте отметок рельефа, как это кажется на первый взгляд.

Главными группами ландшафтов являются *горы и равнины*, т.к. различия в морфологии и морфометрии между ними вызваны генеральными соотношениями эндогенных и экзогенных РП (см. гл. 3.2.1); *холмистые рельефы* в этом отношении являются промежуточными и некоторыми авторами в самостоятельный вид ландшафта не выделяются. Общепринятых цифровых критериев для различия гор, равнин и холмистых рельефов не существует.

В общем, горы характеризуются значительными абсолютными отметками (>500м), относительными превышениями (более 100–200 м) и значительной густотой эрозионного расчленения (площадь поверхностей склонов и днищ эрозионных форм больше площади поверхностей водоразделов). На равнинах, как правило, относительные превышения менее 100 м, а площадь водораздельных пространств резко преобладает над площадью склонов и днищ эрозионных форм. Приведенные отличия в известной мере условны, т.к. существуют равнины с предельно возможной густотой эрозионного расчленения (например, рельеф типа Бэдленд, у которого практически отсутствуют водораздельные поверхности) и нагорные равнины и плато, имеющие абсолютные отметки до нескольких тысяч метров (плато Колорадо, Памир, Тибет).

Указанные три основные группы географических ландшафтов, в особенности горы и равнины, являются не просто морфологическими категориями с принципиально разными морфометрическими показателями. Их появление в рельефе Земли имеет глубокий генетический смысл, обусловленный общим, принципиальным механизмом формирования рельефа поверхности литосферы в результате противоборствующего

взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов. Подробнее этот процесс рассматривается в следующем разделе.

Дробление отмеченных основных групп геоморфологических ландшафтов по любым указанным выше морфологическим, морфометрическим и генетическим характеристикам, строению и возрасту геологического основания приведет нас к уже рассмотренным группам типов, типам и подтипам рельефа.

2.2.5. Проблема создания сводной таксономической классификации

Проблема создания такой классификации как раз заключается в уже указанном калейдоскопическом разнообразии элементов рельефа разного масштаба и происхождения от мельчайших (волновая рябь, нища выдувания) до глобальных (материки и океанические впадины), выделяющихся по многочисленным морфологическим, морфометрическим, генетическим и геологическим критериям. Отсутствие такой классификации и вынудило нас рассматривать существующие геоморфологические классификации по отдельности.

Очевидно, что основным путем создания такой классификации является сведение воедино всех существующих частных морфологических классификаций и установление *соподчиненности* всех элементов рельефа в единой общей системе координат по пяти указанным главным направлениям: морфология, морфометрия, генезис, геологическое строение и возраст основания.

Теоретической основой для создания такой сводной таксономической геоморфологической классификации может служить, во-первых, указанное выше подразделение всех элементов рельефа по размерам на планетарный, мега-, макро-, мезо- и микро-рельеф и, во-вторых, фундаментальные положения академика И.П. Герасимова об основных типах тектонического рельефа, и главное, о трех основных группах элементов рельефа Земли – *геотекстурах*, *морфоструктурах* и *морфоскульптурах* как понятиях, обобщающих и масштабы и генезис всех элементов рельефа.

Геотекстуры – элементы планетарного рельефа Земли (материки, океанические впадины, переходная зона и их крупнейшие части – главнейшие горные пояса типа Альпийско-Гималайского и крупнейшие равнины типа Западно-Сибирской), появление которых обусловлено всей историей развития земной коры данного участка и другими общепланетарными (возможно, космическими) причинами.

Морфоструктуры – мега- и макроформы рельефа, осложняющие геотекстуры и возникшие в результате исторически развивающегося противоборствующего взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов при ведущей роли первых, главным образом, НТД. Примерами морфоструктур могут служить и выраженный в рельефе небольшим сводовым поднятием активно растущий соляной купол, и отдельные горные хребты, и разделяющие их межгорные впадины, и целые горные страны типа Большого Кавказа или Алтая.

Понятие «морфоструктура» сыграло очень большую роль в геоморфологии и неотектонике, являясь главным рабочим инструментом структурно-геоморфологического или морфоструктурного анализа (см. гл.1.4 и 10.1). К сожалению, автор этого термина И.П. Герасимов, а за ним и другие, допустили в своих работах двоякое толкование понятия «морфоструктура»: и как выраженная в рельефе «активная», т.е. *продолжающаяся развиваться* структурная неотектоническая форма и как отпрепарированная селективной денудацией «пассивная», т.е. *закончившая свое развитие* выраженная в рельефе структурная форма геологического строения субстрата. В этом последнем случае понятие «морфоструктура» становится практически тождественным понятию «морфоскульптура» (см. ниже). Автор считает, что за термином «морфоструктура» нужно закрепить только активное содержание.

Морфоскульптуры – комплекс мезо- и микроформ рельефа, осложняющих морфоструктуры и возникших в результате деятельности экзогенных процессов в сочетании с пассивными РФ.

Таким образом, в пределах, например, крупных морфоструктур (горной области или обширной равнины) вся эрозионная сеть, все созданные селективной денудацией положительные и отрицательные формы рельефа – холмы, гребни, карстовые, просадочные и дефляционные впадины, ступенчатость на склонах, а также наложенные аккумулятивные формы – моренные холмы и гряды, дюны и барханы, конусы выноса и т.д. составляют комплекс морфоскульптурных элементов рельефа.

Примером сводной таксономической морфогенетической классификации элементов рельефа, созданной на указанной основе, может служить классификация Башениной Н.В. (табл.6). В ней все элементы рельефа Земли подразделяются в зависимости от размеров, происхождения и соподчиненности на 11 категорий - от геотектур (элементы I–II порядков) до микроформ и элементарных поверхностей (элементы X–XI порядков). Классификация эта недоработана: выделяемые категории не содержат полного перечисления относящихся к ним элементов, а только единичные их примеры, не всегда выдерживаются принципы ее построения. Например, равнины межгорных впадин помещены в категорию «горы»; один и тот же критерий, (характер НТД) употребляется для выделения соподчиненных категорий.

Пока составление сводной классификации – дело будущего.

2.3. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Геоморфологическое районирование аналогично географическому - подразделение изучаемой территории на соподчиненные площадные единицы (в порядке уменьшения) – *геоморфологические страны, провинции, области, районы, участки* вплоть до отдельных форм и поверхностей, отличающиеся друг от друга по любым геоморфологическим характеристикам. Иными словами, геоморфологическое районирование – это приложение общих морфолого-морфометрических и генетических классификаций рельефа к конкретному району. Практическим осуществлением геоморфологического районирования является геоморфологическое картирование и картографирование территории; кроме того, районирование часто проводится с конкретными целями, например, при инженерно-геологических исследованиях, поисках полезных ископаемых, последнее время – при экологической оценке территорий.

Примером может служить структурно-геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины, выступающей в районе *страны*.

В пределах последней с севера на юг выделяются три *провинции* (зоны), представляющие собой мегаморфоструктуры I порядка: А – зона морских трансгрессий и распространения ледниковых и водноледниковых форм последнего Зырянского оледенения (Ямало-Ненецкая впадина); Б – зона распространения максимального Самаровского оледенения ("Сибирские Увалы"); В – зона внеледниковой озерно-аллювиальной аккумуляции и денудации.

Южная провинция (зона В), в свою очередь, подразделяется на *области* (мегаморфоструктуры II порядка), в числе которых выделяются *низменности* (впадины) неоплейстоцен-голоценовой аккумуляции – Среднеобская, Кондинская, Тобол-Ишимский залив, Кулундинско-Барабинская; *наклонные равнины* – Зауральско-Прииртышская, Чулымо-Енисейская; *равнины и плато* – Васюганская ("Васюганский материк"), Приобское плато, Томь-Каменский структурный нос. Все равнины и плато представляют собой области, перешедшие в среднем неоплейстоцене от озерно-аллювиальной аккумуляции к денудации (см. также гл.3.3.2).

Таблица 6

Морфогеническая (таксономическая) классификация элементов рельефа (по Н.В. Башениной)

Геотектуры		Морфоструктуры			Морфоскульптуры (по И.П. Герасимову)					
Элементы порядка по разнице в строении земной коры	Элементы II порядка по генеральному характеру и направленности тектонических движений за MZ-KZ	Элементы III порядка – группы типов мега-рельефа по интенсивности и направленности новейших тектонических движений (НТД)	Элементы IV порядка – <u>типы мега-рельефа</u> : 1) по соотношению геологического строения и НТД; 2) по типу НТД	Элементы V порядка / типы мегарельефа по амплитуде НТД (высоте)	Элементы IV порядка – группы типов рельефа по характеру аккумуляции или денудации для равнин и по внутренней структуре гор	Элементы VII порядка – группы типов рельефа по современному тектоническому режиму	Элементы VIII порядка – <u>типы рельефа</u> по сочетанию определенных форм и стадии морфоцикла	Элементы IX порядка – подтипы рельефа по морфометрической характеристике	Элементы X и XI порядка – формы и элементы (поверхности рельефа)	
	Материки с шельфом	равнины	аккумулятивные	1) 2) 3) с неглубоким залеганием фундамента	1) низменные 2) возвышенные	1) ... 2) ... 3) водноледниковая 4) ...	1) стабильные 2) опускающиеся 3) поднимающиеся	1) ... 2) ... 3) каменная 4) ...		
денудационные										
горы		горы платформ								
		горы подвижных поясов	1) 2) 3) горы эпигеосинклинальные сводово-складчатые	1) низкие 2) средние 3) высокие	1) ... 2) на MZ-KZ складчатом фундаменте 3) ...	1) слабо 2) средне 3) интенсивно поднимающиеся				
		нагорья								
	равнины прогибов горных поясов									
Переходная зона										
Ложе океана										

Раздел 3

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И НАКОПЛЕНИЯ КОРРЕЛЯТНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Формирование современного рельефа и накопления коррелятных (см. гл. 1.3, 3.1.2 и 3.2.1) ему отложений началось задолго до начала четвертичного периода. В течение последнего основные черты рельефа, наметившиеся еще в неогене, приобрели современный вид и сформировалась четвертичная система как продолжение неогенового осадконакопления в областях предчетвертичной денудации. Поэтому ниже рельеф и накопление коррелятных отложений рассматриваются как для всего времени их формирования, так и, в частности, для четвертичного периода с учетом специфики последнего.

3.1. ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И НАКОПЛЕНИЯ КОРРЕЛЯТНЫХ, В ТОМ ЧИСЛЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Все природные процессы, так или иначе принимающие непосредственное участие в формировании рельефа и накоплении континентальных четвертичных отложений, участвующих в строении этого рельефа, называются *рельефообразующими процессами* (в дальнейшем для краткости обозначим их РП). Иногда их называют «активные», «живые», «динамические». Их принято делить на *эндогенные* и *экзогенные* *.

Особенности окружающей природы, непосредственно рельеф, не создающие, но влияющие на формирование рельефа и характер накапливающихся четвертичных отложений, назовем *рельефообразующими факторами* (РФ). Иногда их называют «мертвые», «пассивные», «статические». К ним относятся *геологическое строение и климат*.

3.1.1. Эндогенные рельефообразующие процессы

К эндогенным рельефообразующим процессам относятся: тектонические движения (вместе с сейсмическими), вулканизм, грязевулканизм. Они названы рельефообразующими потому, что непосредственно создают крупные элементы рельефа. Например, при извержении вулкана растет вулканический конус – форма рельефа. Главнейшими из эндогенных процессов являются *неотектонические* (или новейшие) движения (в дальнейшем для краткости обозначаемые НТД), под которыми понимаются тектонические движения земной коры неоген-четвертичного времени.** В результате этих движений сформировались все основные крупные черты современного рельефа Земли. Кроме того, выделяются *новые* движения, относящиеся к мезозою, в результате которых сформировался глобальный (планетарный) рельеф Земли, и *современные* – движения последних 10–12 тыс. лет и идущие сейчас, изучение которых возможно инструментально (например, методом повторных нивелировок) и историко-археологическими методами.

Из особенностей НТД, имеющих отношение к формированию рельефа и накоплению четвертичных отложений, отметим следующие:

1. Движения достаточно больших территорий в течение всего неоген-четвертичного времени (*неотектонический этап* – см. гл. 4.1) носили, как правило, направленный характер, т.е. или поднятие или опускание, что и привело к появлению на поверхности Земли гор, подвергающихся денудации, равнин и впадин, где шло осадконакопление.

* Перечисление и общая характеристика этих процессов составляет основное содержание динамической геологии, изучается во вводном (в системе подготовки геологов) традиционном курсе «Общая геология» и поэтому в данном пособии не рассматривается.

** В настоящее время начало этих движений опускают до олигоцена, но максимальный размах неотектонические движения получили именно в неоген-четвертичное время.

При этом, в областях активных мезозойских и, тем более, альпийских движений НТД непосредственно их продолжают.

2. На фоне вышеуказанного общего поднятия или опускания для меньших по размерам территорий (например, отдельные горные цепи и разделяющие их межгорные впадины) и за более короткие промежутки времени НТД носят *колебательный характер*, когда периодически меняющие знак разнонаправленные перемещения соседних точек связаны плавными переходами при волновом характере движений или граничат по мозаичной сетке рельефообразующих разломов, проникающих на разную глубину в земную кору (вплоть до верхней мантии) при глыбовом (блоковом) характере движений. Период и амплитуда колебаний могут быть нескольких порядков, накладывающихся друг на друга. Колебательный характер НТД I-го и II-го порядков отражается в цикличности развития рельефа, крупных перерывах в осадконакоплении в осадочных толщах. Свидетелями сравнительно мелких колебаний высоких порядков служат, например, террасовые лестницы речных долин или обычная слоистость осадочных толщ.

3.1.2. Экзогенные рельефообразующие процессы

К ним относятся все экзогенные геологические процессы - выветривание, деятельность поверхностных и приповерхностных подземных вод, деятельность ветра, снега, льда, моря, мерзлотные процессы. Условно сюда же относится и хозяйственная деятельность человека (техногенный рельеф и отложения).

Каждый экзогенный РП имеет две стороны деятельности: разрушительную, в результате которой образуются отрицательные формы рельефа (например, овраг, созданный эрозией временного водотока; кар, созданный совместным действием морозного и снежного выветривания и ледниковой экзарации), и созидательную аккумулятивную, в результате которой формируются осадочные толщи и венчающие их аккумулятивные поверхности (например, поверхность поймы зрелой долины) и формы рельефа (конус выноса из оврага, сложенный пролювием; моренный вал на нижней кромке кара).

Уже из приведенных примеров видно, что в большинстве случаев отрицательным формам рельефа, появившимся в результате разрушительной деятельности того или иного экзогенного РП или их суммы, должен соответствовать процесс накопления рыхлого материала и формирование аккумулятивных толщ, поверхностей и форм рельефа, являющихся, таким образом, *коррелятными* этим отрицательным формам: овраг и конус выноса из этого оврага; долинная сеть целой горной страны и коррелятная ей молассовая формация.

Главнейшими экзогенными РП являются склоновая денудация (поскольку всю поверхность суши можно представить как систему склонов разной крутизны) и деятельность поверхностных проточных вод, создающая отрицательные (эрозионные) формы – долины, овраги, лога, балки, распадки, саи, вади. Совместная деятельность этих РП определяет общий план рельефа и его внешний вид в большинстве геоморфологических ландшафтов.

3.1.3. Рельефообразующие факторы

3.1.3.1. Геологическое строение

Геологическое строение – тектоническая структура, литологический и петрографический состав и строение коренных пород, выходящих на поверхность и распространяющихся на некоторую глубину, являются геологическим основанием (субстратом) формирующегося рельефа в областях денудации.

В силу различной устойчивости разных горных пород и зон с различной интенсивностью проявления эндо- и экзокинетической трещиноватости к разрушению под действием выветривания и других экзогенных процессов в различных климатических условиях, *общая денудация идет селективно*. На выходах более устойчивых пород

образуются положительные формы рельефа. Например, знаменитая Медведь-гора (Аю-Даг) в Крыму представляет собой отпрепарированный из менее устойчивых вмещающих терригенно-известняковых толщ интрузивный диапир, сложенный микродиоритами. К площадям выхода менее устойчивых пород, зонам повышенной трещиноватости приурочены отрицательные формы рельефа, – например, карстовое поле на выходах известняков; долина, приуроченная к полосе повышенной трещиноватости вдоль зоны тектонического нарушения.

Одновременно геологическая структура района – горизонтальное, наклонное или складчатое залегание пластов осадочных горных пород, сетка тектонических нарушений, форма и размеры тел магматических пород - обязательно проявится в морфологии и морфометрии положительных и отрицательных форм рельефа и их распределении по площади (см. гл.2.2.2 – структурный рельеф). Таким образом, геологическое строение само по себе рельефа не создает, но влияет на него, как бы «проявляясь» в процессе селективной денудации.

3.1.3.2. Климат

Другим важнейшим рельефообразующим фактором является *климат*.

Общие сведения о климате. В настоящее время в северном полушарии принято выделять следующие основные климатические зоны (с севера на юг) и, соответственно, типы климатов: арктическая, умеренная, тропическая и экваториальная. Кроме того, выделяются три промежуточные (переходные) подзоны: субарктическая, субтропическая и субэкваториальная. Выделение указанных зон и подзон сделано, главным образом, по среднегодовой температуре и среднемесячным температурам января и июля.

Существует и другое подразделение климатов, учитывающее, кроме температур, еще и количество и характер осадков: *полярный* – холодный с небольшим количеством осадков, *нивальный* – умеренно холодный со значительным количеством осадков преимущественно в виде снега, *гумидный* – умеренно теплый, с обильными дождевыми осадками и *аридный* – жаркий и засушливый.

На распределение осадков и среднегодовых температур, кроме широты местности, влияет еще и расположение района на окраинах континентов или во внутренних их частях на удалении от океанов и морей. Отсюда - известные понятия о влажном *приморском* климате, с меньшим перепадом годовых и суточных температур и более сухом *континентальном*, с гораздо большей разницей температур зимы и лета, дня и ночи.

Наконец, периодические изменения климата, сводившиеся к некоторому увлажнению (гумидизации) или увеличению засушливости (аридизации), вплоть до полной смены аридного климата на гумидный и наоборот, получили название, соответственно, *плювиальных* и *ксеротермических эпох* (фаз).

Климатические и палеогеографические условия четверичного периода. Выше говорилось, что одной из отличительных особенностей четверичного периода было развитие оледенения вследствие начавшегося еще в конце олигоцена общего похолодания климата планеты. Другой особенностью климатических условий четверичного периода была резкая дифференциация климатов по широтным зонам, особенно заметная в пределах суши. Если в олигоцене в северном полушарии выделялись всего три климатические зоны (подавляющая часть площади южнее 60° С.Ш. была занята экваториально-тропической и тропической зонами, а севернее – теплой полярной зоной с гумидным климатом), то к середине четверичного периода оформилось выделение всех современных зон и подзон. Территория бывшего Советского Союза располагалась, как и в настоящее время, в пределах зон от арктической до субтропической. При этом, в плювиальные эпохи при общем похолодании на северо-западной приатлантической части территории Евразии устанавливался нивальный климат и *наступало оледенение*, а восточнее, в Сибири, в силу большей континентальности и меньшего количества осадков господствовал полярный климат и развивалась «вечная» мерзло-

та. Южнее, в Причерноморье, Прикаспии, в Казахстане и Средней Азии устанавливались относительно холодные гумидные условия. Границы всех климатических зон в такие периоды располагались приблизительно на 15° широты южнее их нынешнего положения, а вся территория четко подразделялась на три основные области: *ледниковую*, непосредственно закрытую покровным ледником, *приледниковую* (перигляциальную), лишенную ледникового покрова, но находящуюся под его влиянием – развитие «вечной» мерзлоты, задровые поля, и *внеледниковую*, в которой непосредственного влияния ледника уже не чувствовалось, но проявлялось просто похолодание климата. Палеогеографически в такие периоды приледниковая зона представляла тундру и лесотундру, а внеледниковая зона – холодную (полынную) степь или еловую тайгу.

В периодизации основных событий четвертичной истории наиболее крупные эпохи общего похолодания и формирования покровных ледников получили название *оледенение* или *ледниковье* («гляциал», в иностранной литературе), а более короткие периоды интенсивного наступления ледников в составе того или иного оледенения – *стадия*.

В эпохи общего потепления климата или ксеротермического уменьшения влажности воздуха и количества осадков происходило отступление ледников. Наиболее длительные периоды максимального потепления, когда ледники исчезали почти полностью, получили название *межледниковье*. В такие периоды теплый гумидный климат, соответствующий современному климату зоны широколиственных лесов, распространялся далеко на север в зону современной лесотундры и даже тундры. Южнее зоны широколиственных лесов, занимавших часть территории современной России, располагались теплые (ковыльные) степи. Но и в периоды оледенений стадии чередовались с относительно более короткими эпохами потепления или уменьшения влажности – *межстадиалами*, когда ледники только отступали к северу. Таким образом, принципиальная разница между межледниковьем и межстадиалом заключается в том, что во время межстадиала климат данной местности был такой же, как и в настоящее время или немного холоднее, а в межледниковья – заметно теплее настоящего.

В вопросе о том, сколько всего в четвертичный период было оледенений и межледниковий, стадиялов и межстадиалов пока нет единого мнения и это одна из нерешенных проблем четвертичной геологии. Немногочисленные *моногляциалисты* считают, что было только одно оледенение. В.И. Громов обосновывает эту крайнюю точку зрения тем, что в эволюции плиоцен-четвертичной фауны был только один максимум появления холодоустойчивых форм – хазарский и мамонтовый комплексы в период максимального Рисского - в Альпах, Среднерусского – в Европейской части России, Бахтинского – в Западной Сибири оледенения. Большинство же – *полигляционистов*, опираясь на неопровержимые данные чередования в разрезах четвертичной системы ледниковых и межледниковых отложений, считают, что было несколько (А.И. Москвитин – 12!) оледенений, делившихся на стадии. В наиболее разработанной Альпийской схеме стратиграфии четвертичной системы в Западной Европе насчитывается 6 оледенений, из которых последние три делятся на две–три стадии (подробнее см. гл. 8.2., табл. 14). В этой и подобных схемах стратиграфические подразделения соответствуют оледенениям, межледниковьям и их подразделениям и несут их названия.

Заканчивая рассмотрение климатических условий четвертичного периода, коснемся вопроса о соотношении оледенений и межледниковий, с одной стороны, и морских трансгрессий и регрессий, с другой. Преобладает мнение о синхронности оледенений и регрессий моря, основанное на предположении, что в результате связывания воды в ледниках уровень мирового океана должен понижаться. Но некоторые авторы (Лазуков Г.И.) считают, что именно при трансгрессиях увеличивается увлажняющая атмосферу роль Мирового океана и, прежде всего, Северного Ледовитого, что при условии одновременного понижения температуры и ведет к развитию ледников, во всяком случае, в Сибири. Из сказанного следует, что в палеогеографии четвертичного периода существует еще одна проблема - проблема *метахронности* оледенений и межледниковий и их подразделений, т.е. проявление их не одновременно, а с некоторым скольжением во времени от региона к региону. Это – одна из причин, затрудняю-

щих корреляцию четвертичных отложений и, следовательно, определение истинного количества климатических колебаний, ведущих к развитию или деградации ледников (о метакронности см. также гл. 7.2.2.3).

Влияние климата на деятельность экзогенных процессов. Особенностью экзогенных РП (в отличие от эндогенных) является их зависимость от физико-географических и, прежде всего, климатических условий. Те факторы, которые наиболее интенсивно действуют в определенных физико-географических и климатических зонах – ветер в аридном климате, криогенные процессы в субполярных областях, работа льда и снега в полярных и высокогорных областях называются *зональными*. Выветривание, склоновые, флювиальные, прибрежно-морские рельефообразующие процессы, деятельность которых почти одинаково проявляется в любых климатических зонах, считаются *азональными*, хотя характер их деятельности и образующиеся при этом формы рельефа и рыхлые накопления все равно зависят от физико-географических условий и, в частности, от климата.

Напрямую зависит от климата характер выветривания и, следовательно, состав и строение образующихся в результате выветривания продуктов, слагающих кору выветривания и ее основную часть – элювий. Все известные виды элювия, как генетического типа, и его фации – криогенная и термофракционная обломочные; гидрослюдистая, каолиновая и латеральная составляющие хемогенного подтипа - являются климатическими разновидностями.

В меньшей степени, но достаточно заметно влияет климат и на склоновые процессы, которые идут в виде солифлюкции в тундре, плоскостного смыва в полупустынях и медленной дефлюкции в гумидном климате и сопровождаются накоплением в нижней части склонов, соответственно, солифлюкция, делювия и дефлюкция (подробнее см. гл. 5.2.2.2).

Таблица 7

Тип толщ Географ- зоны	«Холодные»	«Теплые»
Ледниковая	Континентальные морены Ледниково – морские, ледниково-озерные отложения	Флювиогляциалы Морские и озерно-болотные отложения
Приледни- ко-вая	Флювиогляциалы Любые толщи со следами криогенных процессов («вечной мерзлоты») Лессовидные покровные суглинки	-----/----- Любые толщи без следов «вечной» мерзлоты Почвы
Внеледни- ко-вая	Аллювиальные толщи и озерные с гидрокарбонатно-кальциевой минерализацией Любые толщи – «незрелые» с гидрослюдистой глинистой компонентой и богатым комплексом акцессориев, в том числе и неустойчивых (эпидот, полевые шпаты)	Проллювиальные и золовые толщи; озерные с сульфатно-натриевой минерализацией Любые толщи – «зрелые» с каолиновой глинистой компонентой и бедным комплексом устойчивых акцессориев (циркон, монацит)

В сущности, среди континентальных четвертичных отложений нет таких, которые в большей или меньшей степени не несли бы на себе отпечатка климатических условий их образования. И поскольку главной климатической особенностью четвертичного периода было, как уже указывалось, резкая дифференциация широтных зон по клима-

ту и неоднократное чередование холодных и теплых эпох, все четвертичные отложения можно подразделить на «холодные» и «теплые». Некоторые из них приведены в табл. 7. Обратите внимание: во-первых, отложения, сменяющие друг друга в вертикальных разрезах при смене климатических условий, расположены в таблице попарно, во-вторых, что одни и те же отложения, в зависимости от формирования в разных климатических зонах, могут выступать и как «холодные» и «теплые». Отметим также, что «холодные» толщи в большинстве случаев еще и «незрелые», а «теплые» – «зрелые» (см. гл. 2.1.1).

Таким образом, в любой точке территории бывшего СССР, особенно в ледниковой и приледниковой зонах в течение четвертичного периода в результате миграции климатических зон к югу во время оледенений и стадий и к северу во время межледниковий и межстадиалов климатические условия менялись неоднократно, оставляя после себя соответствующие отложения. Отсюда следуют важные в практическом отношении выводы. Во-первых, о возможности расчленения разрезов четвертичных отложений не только на литологической или генетической основе, но и по климатическим условиям их образования и даже, при необходимости, только по климатическим условиям, *независимо* от литологии и генезиса. Во-вторых, о возможности корреляции разрезов на климатической основе. Все это составляет основу Климатостратиграфии четвертичной системы (подробнее см. разд. VII и VIII).

3.2. РЕЛЬЕФ И НАКОПЛЕНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

3.2.1. Общая схема взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов

В теоретической, в значительной степени абстрактной, схеме современный рельеф Земли создавался в результате противоборствующего взаимодействия активных эндогенных и экзогенных РП, заключающегося в том, что эндогенные процессы деформируют исходную ровную поверхность и создают относительно крупные положительные и отрицательные неровности земной поверхности разного порядка – от геотектур до мезорельефа, а экзогенные процессы «стремятся» все эти неровности сгладить: все, что поднимается - срезать, *сденудировать* в процессе общей денудации, а образовавшимся при денудации рыхлым материалом после некоторой его транспортировки заполнить все отрицательные неровности (см. рис.5).

Исходной ровной поверхности в теоретическом плане более всего соответствует геоид. В реальных условиях суши в качестве исходной поверхности чаще всего выступает поверхность денудационного и аккумулятивного выравнивания мел – палеогенового возраста. Именно к концу этого геологического времени на громадных площадях континентов, за исключением областей мезозойд и альпид, сформировались обширные пенеппены и педиппены или аккумулятивные равнины, вместе укладываемые в понятие «полигенетическая поверхность выравнивания» (см. гл. 3.3.2).

В результате начавшегося в интервале от олигоцена до плиоцена (чем дальше от мезозойд и альпид, тем позже) неотектонического этапа оживления тектонических движений началось формирование современного рельефа. Если бы на земле не было денудации и аккумуляции, то ее современный рельеф был бы чисто тектонический. Такой рельеф, в комбинации с кольцевыми формами рельефа, созданными метеоритной бомбардировкой, можно наблюдать на Луне (если не принимать во внимание незначительные изменения этого исходного рельефа в результате гравитационного осыпания продуктов температурного выветривания к подножию возвышенностей). На Земле почти неискаженный тектонический рельеф достаточно долго сохраняется в пределах подводных плато ложа Мирового океана, где он очень медленно погребается под крайне маломощным и выдержанным по мощности слоем абиссальных илов. Но на суше с оживлением тектонических движений немедленно оживляются денудация и ак-

кумуляция и тектонический рельеф в чистом виде практически не сохраняется, видоизменяясь и превращаясь в реально наблюдаемый рельеф.

Эндегенные РП в лице неотектонических движений являются, таким образом, главными, первичными, поскольку интенсивное действие экзогенных РП может начаться только после того, как активные эндогенные РП создадут неровности поверхности, разность абсолютных высот которых в условиях гравитационного поля Земли и есть главная причина перемещения по поверхности Земли как самих экзогенных агентов – воды, льда, так и переносимого ими рыхлого материала.



$+T(A)$ - амплитуда неотектонического воздымания; $-T(N)$ - амплитуда неотектонического прогибания (она же мощность компенсированного осадконакопления); H - абсолютная высота (абс. отметка) рельефа; h - абс. высота исходного и конечного рельефа; d - толщина слоя денудации

Рис. 5. Схема соотношения действия эндогенных (неотектонических движений) и экзогенных (эрозии, склоновой и водораздельной денудации и аккумуляции) процессов при формировании рельефа

Между действием активных эндогенных и экзогенных РП в областях денудации существует *коррелятная связь*. В целом, по мере ускорения поднятия какого-либо блока земной коры растет и скорость его эрозионного расчленения и денудации. Например, с Русской равнины, представляющей, в целом, с конца мезозоя область медленного поднятия в результате общей денудации в столетие сносится слой мощ-

ностью 0,3 см, а с гораздо более энергично поднимающегося Кавказа за это же время сносится слой мощностью 7 см (по Л.Б. Рухину).

Но и экзогенные РП через механизм изостазии в глобальном масштабе способны влиять на активные эндогенные РП, в частности, на скорость и знак тектонического поднятия или опускания. Поднимающиеся блоки литосферы за счет денудации облегчаются и это увеличивает тенденцию блока к дальнейшему «всплыванию» и, наоборот, «тонущие» блоки, поверхность которых, следовательно, относительно опускается, получают дополнительную нагрузку за счет накопления на них рыхлого материала, что ведет к их дальнейшему опусканию.

Конкретные соотношения между характером (знаком) и интенсивностью (активных) эндогенных и экзогенных РП могут быть различными и для значительных территорий в течение геологического времени могут привести к формированию нескольких *основных типов геоморфологических ландшафтов*.

Обозначим тектонические поднятия как +Т, тектонические опускания как –Т, снижение рельефа и выполаживание склонов в результате общей денудации как Д, скорость эрозионного углубления долин (скорость эрозионного вреза) как Э, а суммарный эффект аккумуляции как А. В зависимости от соотношения эффективности неотектонического поднятия или опускания, с одной стороны, и эффективности эрозии, денудации и аккумуляции, с другой, все горы, равнины и холмистые рельефы можно подразделить на следующие типы *геоморфологических ландшафтов* (основные типы тектонического рельефа суши по акад. И.П. Герасимову).

При +Т>Э; +Т>>Д (т.е. скорость тектонического воздымания заметно опережает скорость углубления эрозионной сети путем донной эрозии и тем более опережает скорость денудационного снижения высоты вершин) формируются высокие горы с юной и молодой долинной сетью с невыработанными продольными профилями и крутыми выпуклыми склонами – Кавказ, Альпы, Анды.

При дальнейшем увеличении скорости тектонического поднятия наступают *условия «отрыва»* действия эндогенных РП от экзогенных, когда не только общая денудация, но и скорость эрозионного вреза резко отстает («отрывается») от скорости тектонического поднятия. В этом случае в продольных профилях долин по рельефообразующим разломам происходят разрывы, выраженные каскадами водопадов, и наиболее интенсивно поднимающиеся районы какое-то время могут сохранять («консервировать») рельеф, который существовал на этом месте до начала интенсивного поднятия – плоскогорье Центрального Памира, Тибет.

При *конэрозионном* развитии, когда скорость эрозионного вреза почти не отстает от скорости тектонического поднятия или равна ей, но снижение рельефа в результате общей денудации не успевает за поднятием (+ Т ≥ Э; + Т>Д), формируются, по мере увеличения интенсивности НТД, молодые эрозионно-денудационные равнины на месте аккумулятивных, омоложенные эрозией возвышенные денудационные равнины и плато, а на участках самых интенсивных поднятий – низкие и средневысотные горы, главные долины которых уже близки к зрелости, но их притоки находятся еще в молодой стадии и ведут донную эрозию – Урал, большая часть Саяно-Алтайской горной области, горы южной Германии и Польши.

В условиях *компенсации* наблюдается равновесие действия активных эндогенных и экзогенных РП.

При *конденудационном* развитии рельефа, когда эффект общей денудации равен или больше, чем тектоническое поднятие района (+Т < Э и Д), формируются денудационные мелкосопочки и предельные денудационные равнины типа рассмотренных ниже пенеппенов и педипленов со зрелой эрозионной сетью – Центральный Казахстан.

При *конседиментационном* развитии рельефа, когда скорость осадконакопления равна или больше скорости тектонического прогибания (–Т < А), формируются предельные аккумулятивные равнины – Прикаспийская низменность, большая часть Западно-Сибирской равнины. Именно при длительном конденудационном и конседиментационном развитии рельефа теоретически возможно предельное выравнивание рельефа с максимальным приближением к геоиду.

На участках относительного или абсолютного тектонического прогибания, не компенсированного осадконакоплением, т.е. когда тектоническое опускание поверхности литосферы больше, чем скорость осадконакопления ($-T > A$), формируются морские или озерные бассейны (Черное море, Байкал, да и Мировой океан в целом) или межгорные впадины. Последние, впрочем, довольно быстро переходят к конседиментационному развитию.

В целом, для всего неотектонического этапа (см. гл. 4.1) развития Земли характерно увеличение контрастности рельефа, т.е., преобладания *конэрозионного* развития в пределах суши и некомпенсированного осадконакоплением прогибания в крупных озерных бассейнах, морях и Мировом океане в целом.

3.2.2. Влияние НТД на формирование континентальных четвертичных отложений

Речь идет об осадконакоплении во внутренних морях типа Аральского и крупных озерах с тектоническим происхождением озерных впадин, например, межгорных. Влияние НТД на осадконакопление в подобных бассейнах укладывается в общую зависимость литологического состава формирующегося осадка и картины распределения фаций в бассейне осадконакопления от геотектонического режима и, в частности, от длины волны, амплитуды и контрастности вертикальных тектонических движений. Длина волны НТД определяет размещение и размеры бассейнов осадконакопления и окружающей суши, а амплитуда и контрастность – высоту суши, глубину бассейнов и уклоны дна последних.

По мере роста скорости, амплитуды и контрастности (уменьшение длины волны колебательных движений при увеличении их амплитуды) НТД в областях аккумуляции растет мощность, грубообломочность и степень «незрелости» накапливающихся осадков при одновременном сужении фациальных зон. Толщи в целом приобретают черты регрессивных формаций подвижных геосинклинальных и орогенных зон (например, молассы межгорных и предгорных прогибов). И наоборот, по мере затухания скоростей, амплитуд и контрастности (увеличение длины волны колебательных движений при уменьшении амплитуды) НТД в сопряженных с сушей областях аккумуляции накапливаются трансгрессивные от мелкообломочных до алевроито-глинистых с нарастающей степенью «зрелости» толщи и увеличивается ширина фациальных зон. Наконец, эпохам максимального ослабления или полного прекращения НТД в областях аккумуляции после формирования регрессивной, не всегда выраженной терригенной части цикла осадконакопления, идет накопление кремнистых, аллитовых и железистых осадков при минимальном развитии терригенных и, наконец, чисто континентальных озерно-аллювиальных и болотных отложений и формирование молодых кор выветривания.

Косвенно интенсивность НТД влияет и на другие генетические типы континентальных отложений. Например, резко отличаются по гранулометрическому составу и строению склоновые отложения гор и равнин, внутри генетического типа «аллювий» выделяются разновидности горного аллювия и аллювия зрелых долин равнинных стран.

3.3. ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И НАКОПЛЕНИЯ РЫХЛЫХ КОРРЕЛЯТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ; ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ; ЯРУСНОСТЬ РЕЛЬЕФА

3.3.1. Понятие о морфоцикле

В предыдущей главе были рассмотрены случаи изначально заданного соотношения НТД, с одной стороны, и денудации или аккумуляции, с другой. Но взаимодействие активных эндогенных и экзогенных РП при формировании рельефа и накоплении рыхлых отложений в силу, в общем, колебательного характера НТД и климатических колебаний, меняется во времени и идет с переменным успехом – то преобладает эффект тектонического поднятия или опускания, то общей денудации или аккумуляции. Отсю-

да следует понятие о *цикличности рельефообразования и накопления четвертичных отложений*. На цикличность рельефообразования впервые указал в конце XIX столетия американец В.М. Девис, давший первую схему цикла.

Под геоморфологическим циклом – *морфоциклом* (по Ю.А. Мещерякову, с добавлениями) мы будем понимать «...этап направленного развития рельефа или накопления рыхлых отложений, характеризующийся закономерно сменяющимися друг друга фазами и стадиями с различным соотношением эндогенных и экзогенных процессов и, соответственно, специфическими формами рельефа или составом и строением накапливающихся толщ, завершающийся образованием рельефа или аккумулятивной поверхности, подобных исходным...».

Различают аккумулятивные морфоциклы для участков с конседиментационным развитием и денудационные - для участков с конэрозионным и конденудационным развитием.

Аккумулятивные морфоциклы - это, по сути дела, циклы и ритмы осадконакопления морских, озерных, вообще любых осадков и подробно рассматриваются в курсах литологии, структурной геологии и исторической геологии.

Денудационный морфоцикл подразделяется на две основные фазы.

1. Фаза «восходящего» (по В. Пенку), конэрозионного развития рельефа характеризуется оживлением ($+T > D$) тектонического поднятия, в результате чего усиливается дифференциация рельефа – растут абсолютные отметки рельефа, в результате усиления донной и пятащейся эрозии увеличивается густота и глубина эрозионного расчленения, продольные профили эрозионных форм характеризуются невыработанностью, а крутизна и степень выпуклости склонов в результате отставания денудационного развития склонов от скорости эрозионного вреза долин увеличивается (стадии юности и молодости рельефа, по В.Л. Девису).

2. Фаза «нисходящего» (по В. Пенку), конденудационного развития рельефа характеризуется ослаблением, прекращением тектонического поднятия или даже временным опусканием ($\pm T < D$), в результате чего эрозионная сеть быстро приходит в состояние динамического равновесия, формируются широкие пойменные долины, идет снижение абсолютных и относительных отметок, выполаживание склонов и общее выравнивание рельефа (стадии зрелости, а затем старости, по В.М. Девису).

На достаточно больших территориях видно, что районы неотектонических поднятий, развивающиеся по денудационному морфоциклу, сопряжены с районами опусканий, развивающимися (а некоторые и продолжают развиваться) по аккумулятивному морфоциклу, и первые служат источниками осадочного материала для вторых, т.е., между ними существует *коррелятивная связь*.

Из всего этого следует принципиальная возможность использования литолого-формационного анализа неоген-четвертичных отложений для восстановления палеогеографии и истории развития рельефа областей денудации. В общем случае, в соответствии со сказанным в предыдущей главе, эпохам восходящего развития рельефа областей денудации синхронны и коррелятны терригенные толщи областей аккумуляции, в межгорных прогибах, например, представленные грубообломочными молассами; эпохам нисходящего развития – мелкообломочные, глинистые и каронатные толщи, а эпохам полного выравнивания рельефа и формирования кор выветривания в самом конце денудационных морфоциклов – образование аккумулятивных поверхностей выравнивания в результате прекращения морского и озерного осадконакопления и замещения его сначала озерно-аллювиальным и озерно-пролювиальным, затем аллювиально-пролювиальным, болотным и, наконец, формированием молодой коры выветривания.

3.3.2. Поверхности выравнивания: денудационные (педиплены, пенеплены) и аккумулятивные

В конце каждого морфоцикла в условиях полного преобладания денудации или аккумуляции над тектоническими движениями формируется некоторая поверхность,

обладающая предельной в данных тектонических и климатических условиях выровненностью и, следовательно, прекращением или, по крайней мере, резким замедлением экзогенных процессов – *поверхность выравнивания*. Из приведенных выше основных соотношений действия эндогенных и экзогенных РП и характера морфоциклов ясно, что эти поверхности подразделяются на два основных типа – *денудационные* и *аккумулятивные*.

Максимумы выравнивающего действия экзогенных РП в глобальном масштабе образуют четыре уровня (геоморфологические уровни или уровни денудации К.К. Маркова): абразионно-аккумулятивный, привязанный к уровню Мирового океана; эрозионно-денудационный уровень материков, привязанный к эрозионной сети, находящейся в стадии зрелости; высокогорный уровень, привязанный к снеговой линии гор; уровень вершинной поверхности высочайших гор (т.н. верхний денудационный уровень, по А. Пенку). Такое гипсометрическое разделение денудации – результат непрерывно идущих НТД. Если теоретически допустить прекращение НТД, то в ходе общей денудации и аккумуляции указанные уровни будут сближаться и через некоторое время сольются в один, приведя рельеф Земли к поверхности предельного выравнивания, по форме приближающейся к геоиду и привязанной к уровню Мирового океана, являющегося, таким образом, мировым базисом денудации. Такая предельная поверхность выравнивания на достаточно большой по площади территории, вплоть до целого континента, всегда будет слегка выпуклой, повышающейся от океанических побережий к центральным частям, конкретнее – к истокам бассейнов главных рек территории.

А.И. Спиридонов геоморфологические уровни К.К. Макарова считает *низовыми* или *базисными*, т.е. способными в конце крупных полностью завершившихся морфоциклов слиться в единую предельную поверхность выравнивания. Кроме того, он выделяет *верховые* поверхности выравнивания, оторванные от основных базисов денудации, например, временно существующие поверхности гольцового выравнивания или местные денудационные и аккумулятивные поверхности, привязанные к днищам замкнутых впадин. Такие местные поверхности выравнивания в силу автономности, независимости их базисов от основных базисов денудации никогда не сливаются с предельной поверхностью выравнивания, существуя в пределах последней в виде автономных приподнятых или даже опущенных участков. К верховым временно существующим поверхностям выравнивания следует также относить и синнеотектонические (синорогенные) поверхности выравнивания на водоразделах горных ярусов, постепенно исчезающие по мере развития гор (см. след. главу).

Среди *денудационных поверхностей выравнивания*, в зависимости от длительности и степени завершенности морфоцикла, выделяются зачаточные локальные поверхности незавершенного развития – *педименты* и региональные поверхности завершенного развития (предельные денудационные равнины) – *педиплены* и *пенеплены*.

Педименты могут быть как базисными, так и верховыми и представляют собой наклоненные к базису денудации (которым чаще всего служит днище эрозионной формы или замкнутой котловины, пойма, терраса) нижние пологие части склонов, возникающие при развитии склонов «сбоку» путем отступления параллельно самим себе в сторону водоразделов верхних крутых частей склона (см. гл. 5.2.2.2 и рис. 8, III, б).

Наиболее четко педименты выражены в условиях полуаридного климата, но могут формироваться и в других климатических условиях, например, «террасо-увалы» рек Забайкалья, высокогорные гольцовые террасы. Важной особенностью педиментов является независимость их развития – однажды возникнув, они продолжают свое развитие независимо от последующих перемещений базисов денудации. Длительность формирования педиментов оценивается в десятки и сотни тысяч лет.

Педиплены также могут быть и базисными, и верховыми и представляют собой конечный результат развития педиментов (*педипланации*) и их слияния на обширных территориях возвышенных, активизированных платформ в условиях полуаридного климата. Характерными особенностями педипленов являются вогнутые склоны и наличие в центральной части водоразделов и междуречий денудационных останцов.

Примерами педиplenов могут служить южно-африканские равнины (саванны), некоторые части Казахского мелкосопочника и Минусинской котловины.

Пенеplены (по В.М. Девису) могут быть только низовыми и формируются в наиболее спокойных тектонических условиях в конце наиболее крупных длительных морфоциклов в гумидном климате путем пенеplенизации – постепенного снижения высоты водоразделов и выполаживания их склонов (развитие склонов «сверху»; рис.8, III,а и гл. 5.2.2.2) при полностью завершившей развитие «дряxлой» речной сети. Примером классического пенеplена Девис считал Пьеdмонт (территория США к востоку от Аппалачей), В России в качестве примера пенеplена обычно упоминают "Зауральский пенеplен" (холмистые возвышенные равнины восточного склона Урала вдоль границы с Западно-Сибирской низменностью), некоторые районы восточной части Казахского мелкосопочника.

Одним из признаков предельной денудационной поверхности выравнивания является формирование на ней зрелой коры выветривания полного профиля, возможной в данных климатических условиях: обломочной и монтмориллонитовой - на педиplенах и гидрослюдистой, каолиновой или латеритной – на пенеplенах (подробнее см. гл. 5.1.2). Приведенные ниже (гл. 5.1.2) цифры размаха рельефа – 100–300 м, необходимого для формирования такой коры выветривания, свидетельствуют о том, что пенеplены и педиplены выходят за рамки зрительного образа, рождаемого словосочетанием «поверхность выравнивания» и могут быть представлены не только настоящими равнинами, но и даже низкогорным рельефом, но обязательно с предельно выполаженными склонами и абсолютно зрелой, даже «старческой» эрозионной сетью.

Длительность формирования пенеplенов и педиplенов оценивается от первых миллионов до десятков млн. лет. Некоторые авторы, исходя из максимальных цифр – 180–200 млн. лет, считают, что настоящие пенеplены формируются только в конце наиболее крупных морфоциклов, сопоставимых с циклами тектогенеза. Последним таким отрезком времени был верхний мезозой – палеоген, а с конца палеогена, в результате неотектонической активизации, идет уничтожение позднемезозойско – палеогенового пенеplена.

Роль педиplенизации и пенеplенизации в процессе формирования предельных денудационных поверхностей выравнивания оценивается по-разному. Л.Кинг считает педиplенизацию основным способом их формирования. Другие авторы (С.С. Воскресенский) вообще отрицают педиplенизацию, отводя главную роль пенеplенизации. Обе точки зрения следует признать крайними. Формирование денудационных поверхностей может идти и тем, и другим путем в зависимости от климата и интенсивности неотектонических движений. Кроме того, считается, что на завершающем этапе нисходящего развития рельефа в конце денудационных морфоциклов пенеplенизация сменяет педиplенизацию.

Аккумулятивные поверхности выравнивания представляют собой последнюю поверхность седиментации, возникшую к началу достаточно крупного перерыва в осадконакоплении. Например, морское или озерное дно сразу после ухода воды или поверхность закончившего развитие болота на месте бывшего озера. Важно что это поверхность *завершенного* цикла осадконакопления. Уточнение «завершенный» необходимо для отличия таких поверхностей от просто аккумулятивных поверхностей прерывистого, но продолжающегося осадконакопления. Например, поверхность молодой продолжающейся поймы не является, не смотря на свою почти идеальную ровность, поверхностью выравнивания в отличие от поверхности зрелой, закончившей свое формирование поймы.

Аккумулятивные поверхности выравнивания несравненно более ровные, чем денудационные, иногда идеально ровные – такыры. Они могут быть как базисные (морские, аллювиальные, озерно-аллювиальные), так и верховые (озерные, озерно-болотные, пролювиальные, флювиогляциальные). Размеры верховых, автономных по отношению к региональным, а в конечном счете и ко всеобщему мировому базису денудации, поверхностей выравнивания в подавляющем большинстве случаев определяются размерами замкнутых котловин разного происхождения: тектонических – в об-

ластях активизации и горообразования, дефляционных в пустынях и полупустынях, просадочных – на лессовидных толщах, экзарационных – в областях активного льда, остаточных западин среди рельефа основной морены и др. Сами аккумулятивные поверхности выравнивания формируются в результате заполнения этих котловин озерными, аллювиально-пролювиальными или делювиально-пролювиальными и флювиогляциальными отложениями.

Главную роль в формировании рельефа больших территорий играют базисные морские, аллювиальные и озерно-аллювиальные аккумулятивные поверхности выравнивания, могущие достигать огромных размеров. Например, Прикаспийская низменность представляет собой достаточно просто построенную морскую аккумулятивную равнину поздне-неоплейстоценового (преимущественно раннехвалынского) времени, сохранившую еще черты строения морского дна. Гораздо сложнее устроена Западно-Сибирская равнина (по старому – низменность), представляющая собой сложно построенную, многоуровневую поверхность разного генезиса и длительного периода формирования. Периферические части южной (южнее Сибирских увалов) половины Западно-Сибирской равнины и Васюганская средневысотная равнина («Васюганское плато», «Васюганский материк») представляют собой молодые денудационные поверхности выравнивания позднеплиоцен – ранне – неоплейстоценового возраста на морских и озерно-аллювиальных отложениях с возрастом от палеогена до плиоцена; центральные части Западно-Сибирской равнины - Среднеобская и Кулундинская впадины с Иртышским заливом представляют собой аккумулятивные озерно-аллювиальные поверхности выравнивания (преимущественно IV терраса) ранне-среднеплейстоценового возраста и, наконец, вся северная (севернее Сибирских увалов) часть Западно-Сибирской равнины – уже настоящая низменность, представленная аккумулятивной морской поверхностью выравнивания в лице IV, III и II террас позднеплейстоценового возраста. В целом, Западно-Сибирская равнина представляет собой конечный результат крупного мезо-кайнозойского цикла осадконакопления.

Присутствие в рельефе континентов таких гигантских сложно построенных поверхностей, как Западно-Сибирская равнина, привело в 60-е годы Ю.А. Мещерякова к введению понятия *полигенетическая поверхность выравнивания*, под которой он подразумевал общую, почти глобальную поверхность, формирующуюся в конце крупнейших морфоциклов, приближающуюся по форме к геоиду и включающую в себя все виды аккумулятивных и денудационных поверхностей выравнивания, сопряженных между собой, коррелятивных друг другу и закономерно располагающихся в системе океан-материк: аккумулятивные шельфовые равнины – прибрежные абразионные, аккумулятивные морские и дельтовые равнины – озерно-аллювиальные равнины – денудационные равнины (пенепплены и педипплены).

3.3.3. Ярусность рельефа

Если бы (как считал В.М. Девис, за что его и подвергли критике советские геоморфологи) каждый денудационный морфоцикл доходил до конца, то в современном рельефе любой достаточно крупной территории мы видели бы или результат какой-то стадии морфоцикла, или конечный результат всего морфоцикла в виде поверхности выравнивания. Но, во-первых, новые оживления тектонических движений и, следовательно, новые морфоциклы могут начаться до того, как закончился предыдущий морфоцикл, т.е. денудация еще не успела справиться с результатами предыдущих поднятий, а морфоциклы как бы наступают друг на друга*. Во-вторых, идущие одно за другим поднятия зачастую каждый раз охватывают все большую площадь.

Обе эти причины приводят к тому, что в современном рельефе практически любого крупного района мы можем видеть следы нескольких морфоциклов, которые пережила данная территория, выражающиеся в ярусности рельефа, т.е. в присутствии в пределах этой достаточно большой территории – горная страна, крупная равнина - районов, участков, расположенных ступенчато по отношению друг к другу и не-

сущих на водораздельных пространствах следы одной или нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания.

Следы древних поверхностей выравнивания на водоразделах в идеальном случае представлены корами выветривания. При уничтожении последующей денудацией древних кор выветривания может сохраниться уплощенность водоразделов, особенно наглядная в случае пересечения складчатых структур субстрата. При исчезновении уплощенности водоразделов вследствие большой густоты более позднего эрозионного расчленения, существование на этом месте древней поверхности выравнивания иногда четко фиксируется по одновысотности водоразделов. Районы со следами поверхностей выравнивания, как правило, располагаются концентрически, причем центральные части приподняты относительно периферических. Впервые на такую ярусность для гор указал В. Пенк, назвав ее «предгорной лестницей».

Механизм образования ярусности включает в себя два процесса.

Во-первых, в простейшем случае ярусность рельефа может формироваться или в результате одноактного блокового по неотектоническим рельефообразующим разломам поднятия сразу всей территории, причем центральные блоки поднимаются выше периферийных, или в один сложный морфоцикл при неоднократных сводообразных или валообразных поднятиях участка относительно быстро следующих одно за другим, причем *каждое последующее поднятие захватывает большую площадь, чем предыдущее*. В конечном итоге образуются ступенчато расположенные ярусы рельефа, несущие в пределах водораздельных пространств *остатки одной и той же донеотектонической поверхности выравнивания*, существовавшей в этом регионе до начала поднятий (рис. 6,А).

Во-вторых, ярусность рельефа может образоваться в *несколько морфоциклов* в результате неоднократных поднятий одного и того же района без расширения площади, но с *достаточно длительными временными интервалами тектонической стабилизации* между поднятиями, во время которых формируются несколько (по числу интервалов) разновозрастных *синнеотектонических денудационных поверхностей выравнивания*. Этот механизм достаточно сложен и заслуживает детального рассмотрения. Он включает в себя два варианта.

По первому, более простому варианту территория древней исходной донеотектонической поверхности выравнивания (рис. 6,Б.а) поднята на некоторую высоту (рис. 6,Б.б). Этот участок подвергается эрозии и денудации (пенепленизации или педиплеенизации), которые будут постепенно распространяться от периферий участка (от самого низкого основного базиса денудации) в глубь его, уничтожая исходную поверхность выравнивания и формируя новую, более молодую, (назовем ее первой синнеотектонической) денудационную поверхность выравнивания (рис. 6,Б.в). Процесс формирования этой поверхности есть, по сути дела, восстановление исходной поверхности, поэтому ее можно назвать и базисной. По периферии от формирующейся первой денудационной поверхности выравнивания одновременно будет формироваться коррелятная ей аккумулятивная поверхность. Далее представим себе, что эти процессы еще не дошли до конца, как морфоцикл был прерван и участок вновь испытал поднятие (рис. 6 Б,г). Начнется новый морфоцикл. На периферии поднятого участка аналогичным образом начнет формироваться новая, более молодая, вторая синнеотектоническая в данный момент базисная денудационная поверхность выравнивания и коррелятная ей аккумулятивная поверхность, а первая поверхность выравнивания в результате этого поднятия превращается в I-й ярус рельефа и становится верховой, остатки же исходной донеотектонической поверхности выравнивания в центре всей территории становятся II-м ярусом рельефа (рис. 6,Б,д). Рассуждая подобным образом, легко представить как после третьего поднятия вторая и первая поверхности становятся, соответственно, I-м и II-м ярусами рельефа, остатки исходной поверхности – III-м ярусом (рис. 6,Б,ж).

* При этом рельеф, сформировавшийся в предыдущие морфоциклы, переходит в релктовое состояние (подробнее см. гл. 7.1.2)

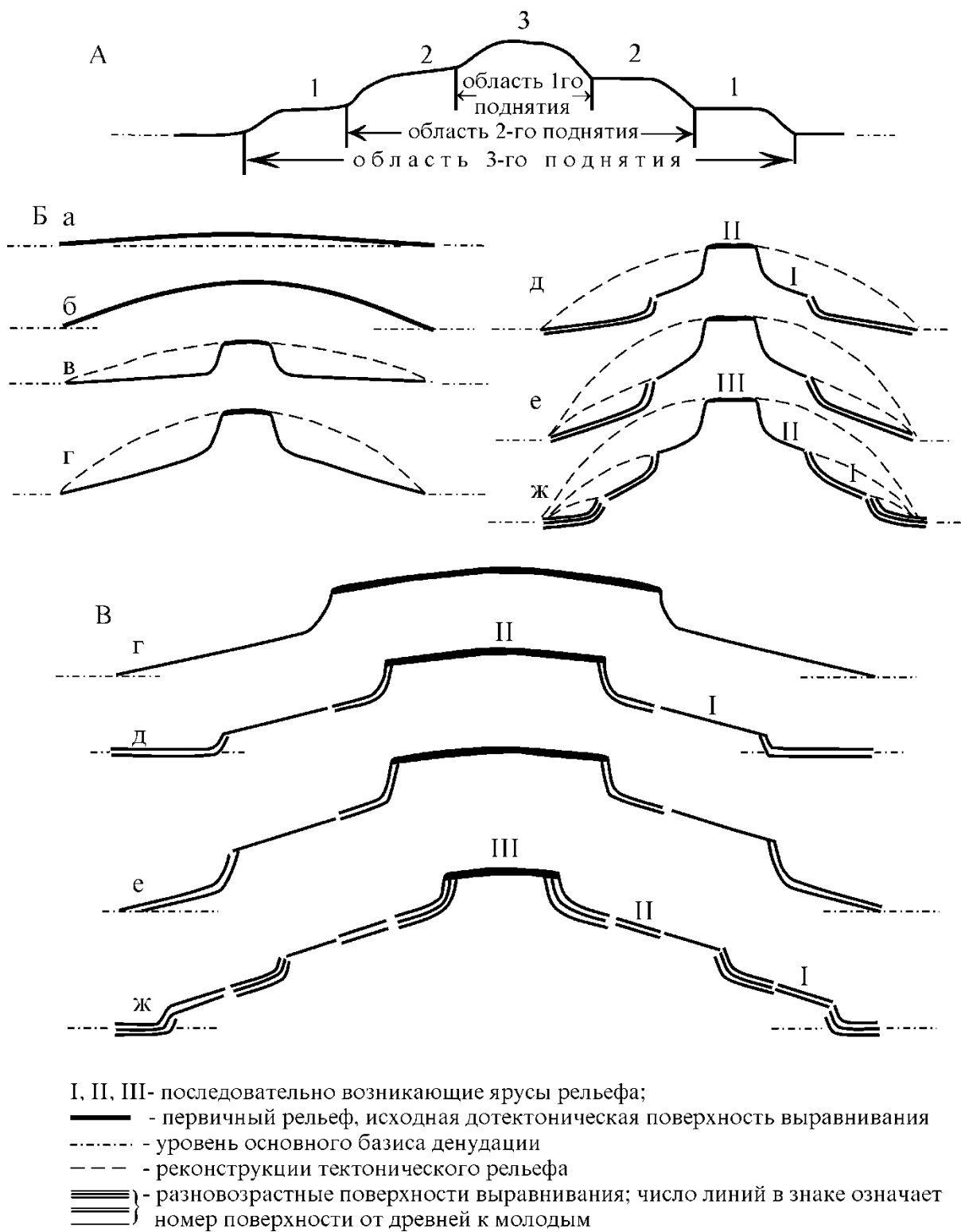


Рис. 6. Схемы образования ярусности рельефа. А – при быстром прерывистом поднятии с расширяющейся площадью; Б – при прерывистом поднятии одной и той же территории с интервалами, в течение которых по периферии поднятия последовательно возникают разновозрастные поверхности выравнивания; В – то же, что и Б, но каждая поверхность выравнивания омолаживается от периферии к центру поднятия

Таким образом, на рассматриваемой территории получились три ступенчато расположенные яруса рельефа с *разновозрастными* поверхностями выравнивания. По периферии же самого низкого яруса идет формирование современной III–й по счету поверхности выравнивания, привязанной к основному базису денудации. На фоне общего концентрического расположения ярусов будет *наблюдаться проникновение нижних ярусов в верхние в виде языков* вдоль наиболее крупных и густых долинных систем района, поскольку выработка денудационных поверхностей выравнивания всегда идет от эрозионной сети в сторону водоразделов.

Второй более сложный вариант формирования ярусности в целом аналогичен только что рассмотренному, но учитывает то обстоятельство, что после очередного поднятия и начала формирования на периферии всей территории новой базисной поверхности выравнивания, прежние поверхности, ставшие верховыми, *продолжают свое развитие*, расширяясь в сторону центра всего поднятия. Начало развития рельефа по второму варианту аналогично таковому в первом варианте (рис. 6,Б,а,б,в,г). А затем первая поверхность выравнивания, превратившись после поднятия в I–й ярус рельефа (рис. 6,В,г), уничтожается с периферии в результате развития второй поверхности, но наращивается в сторону центра всего поднятия, уничтожая при этом – II–й ярус рельефа, являющийся реликтом исходной поверхности выравнивания (рис 6, В,д). Обратите внимание, что рассматриваемая поверхность выравнивания I–го яруса рельефа стала составной – ее внутренняя по отношению к центру поднятия более молодая часть соответствует по возрасту второй поверхности выравнивания, формирующейся в это время на периферии всего поднятия. После третьего поднятия (рис. 6, В,е) поверхность выравнивания, бывшая когда-то первой и превратившаяся во II–й ярус рельефа, включает в свой состав уже три разновозрастные части (рис. 6, В,ж): внешнюю наиболее древнюю, оставшуюся с того времени, когда эта поверхность формировалась как базисная, центральную промежуточную и внутреннюю часть, одновозрастную третьей самой молодой поверхности выравнивания, развивающейся в настоящее время с периферии всего поднятия как базисная.

Особенно четко последний вариант реализуется в том случае, когда во время каждого очередного быстрого и с большой амплитудой поднятия по границам поднимающейся площади происходил разрыв в продольных профилях основных рек района и каждый ярус достаточно долго развивался самостоятельно.

Подведем некоторые итоги.

1. Ярусность может формироваться как любым из указанных способов по отдельности, так и, как это обычно и наблюдается, одновременно всеми указанными способами, т.е с выработкой промежуточных разновозрастных поверхностей выравнивания и с расширением площади поднятия. В последнем случае в каждое новое поднятие могут вовлекаться участки аккумулятивных равнин, коррелятивных денудационной поверхности предыдущего морфоцикла.

2. Каждый более высокий и расположенный ближе к центру поднятия ярус несет на водораздельных поверхностях более древнюю, в целом, поверхность выравнивания и кору выветривания.

3. Поверхность выравнивания и кора выветривания каждого яруса (кроме самого высокого) омолаживается с периферии к центру поднятия в сторону более высокого яруса.

4. Развитие каждого более низкого и молодого яруса уничтожает более высокий.

Таким образом, ярусность рельефа в разнообразных случаях (кроме первого) – результат *множественности и незавершенности морфоциклов*. Рассмотренная ярусность рельефа ярче видна у горных стран*, где высота одного яруса над другим достигает километра и более, но проявляется и на равнинах, где эта высота обычно составляет десятки метров.

Выше говорилось о том, что движения какой-либо точки поверхности земной коры за геологическое время представляют собой сложную картину интерференции разномасштабных неотектонических вертикальных движений. Разномасштабность (разнопорядковость) вертикальных колебательных движений обуславливает разнопорядко-

вость денудационных морфоциклов и образующихся в их конце поверхностей выравнивания. Например, большинство горных стран в целом находятся в восходящей фазе крупного денудационного морфоцикла I порядка, отвечающей всему неотектоническому этапу, т.е., неоген-четвертичному времени. Несколько морфоциклов II порядка, сменивших друг друга в течение этого времени, ярче всего зафиксированы в рассмотренной крупной ярусности рельефа горных стран.

Но ярусность этим не исчерпывается. Еще более быстропериодические и мелко-амплитудные колебательные тектонические движения III^{го} порядка через соответствующие морфоциклы находят свое отражение в серии эрозионно-денудационных врезов (см. гл. 6.1.4.3 и рис. 43), осложняющих крупные ярусы, а наиболее мелкие морфоциклы IV порядка – в сериях (лестницах) речных террас (см. гл.10.1.2.1 и рис. 64).

Таким образом, *наблюдаемый в настоящее время рельеф любого района есть конечный (непрерывно изменяющийся!) результат суммирования морфоциклов разного порядка.*

В заключение сопоставим ярусность и поверхности выравнивания рельефа, возникающие в результате его циклического денудационного развития, со слоистостью коррелятных осадочных толщ, накапливавшихся в условиях аккумулятивных морфоциклов. Весьма вероятным представляется, что педилены и пенеплены завершеного

* Поэтому в литературе вместо употребленных автором терминов «донеотектонический», «син-неотектонический» чаще применяются термины «доорогенный», «синорогенный», «посторогенный» развития таких крупных территориальных подразделений, как страны и провинции, сопоставляются с региональными перерывами в осадконакоплении длительностью не менее целых периодов, т. е, между системами и группами. Поверхности выравнивания незавершенного развития, выраженные в крупной ярусности гор, сопоставляются с перерывами в осадконакоплении между стратиграфическими подразделениями в ранге подсвит и свит длительностью до века. Поверхности выравнивания, представленные днищами эрозионно-денудационных врезов соответствуют перерывам между толщами в составе свит, террасовые уровни долин - границам между пачками в составе толщ.

Если к сказанному добавить давно известную в геологии качественную, а, частично, и количественную зависимость литологического состава и, прежде всего, гранулометрии терригенных пород осадочных толщ от тектонического режима а, следовательно, и режима прилегающей суши (см. также гл. 3.2.2 и 3.3.1), то становится очевидным, что сопоставление разнопорядковой ярусности денудационного рельефа суши с составом и циклическим строением осадочных толщ в бассейнах осадконакопления, сопряженных с этой сушей, является одним из методов их общей временной корреляции, позволяющим приблизиться к решению труднейшей проблемы геоморфологии и четвертичной геологии – синхронизации развития денудационного рельефа суши и накопления коррелятных осадочных толщ.

Раздел 4

ЭНДОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ (Эндогенная геоморфодинамика)

Некоторые вопросы эндогенного рельефообразования уже затрагивались выше (гл. 3.1.1, 3.2.1 и 3.2.2).

В данном разделе речь пойдет о положении этапа формирования современного рельефа в геологической истории Земли, о понятии «тектонический рельеф», о выраженности в этом рельефе основных геотектонических структур и их составных частей и о принципиальном механизме (геодинамике) эндогенного рельефообразования.*

4.1. О геоморфологическом и неотектоническом этапах

Рельеф Земли в целом – молодое образование. Согласно исторической геотектонике, наиболее крупные элементы современного рельефа Земли – океаны и континенты – оформились в мезо-кайнозойский этап, последний в геологической истории Земли. На этом этапе со среднеюрской эпохи начался распад Пангеи и заложились молодые океаны – Атлантический и Индийский с их срединно-океаническими хребтами. Это дало основание называть этот этап континентально-океаническим.

С другой стороны, эти чисто геологические процессы перестройки тектоносферы и земной коры с четким обособлением океанического и континентального типов последних выразились и в изменениях глобального рельефа Земли. Контур континентов и океанов начали приобретать современные черты.

Все это позволило И.П. Герасимову и Ю.А. Мещерякову назвать этот этап развития нашей планеты еще и *геоморфологическим*.

Другим важным событием за этот период была активизация тектонических движений на рубеже эоцена и олигоцена, приведшая к интенсивному горообразованию (орогенезу) в течение олигоцен-неоген-четвертичного времени с максимумом в конце плиоцена - начале плейстоцена, что привело к формированию крупнейших горных поясов на континентах. Эти орогенические движения за их выраженность в современном рельефе были названы С.С. Шульцем, а затем В.А. Обручевым, *неотектоническими*.

Роль периода проявления неотектонических движений и формирования современного рельефа Земли в крупных его чертах оценивается по-разному.

В.Е. Хаин рассматривает этот период как *неотектоническую стадию* в составе мезо-кайнозойского этапа, считая, что подобные орогенические эпохи были в геологическом прошлом Земли. С другой стороны, многие авторы (Н.И. Николаев, В.В. Белосусов) такой активный орогенез, в особенности на месте эпипалеозойских и более древних платформ, приводящий к формированию эпиплатформенных гор (см. гл. 6.1.1), рассматривают как принципиально новую особенность именно неотектонических движений, отличающую их от более древних тектонических движений, и на этом основании считают возможным выделить эпоху олигоцен-неоген-четвертичного горообразования в самостоятельный *неотектонический этап (НТЭ)*, совершенно новый в геологической истории Земли.

4.2. Тектонический рельеф

Главными рабочими понятиями в тектонике являются понятия *структурная форма* или *тектоническая структура*. Геологическое содержание тектонических структур составляют различные по морфологии, размерам и генезису виды складчатых и разрывных дислокаций, их парагенетические комплексы и системы вплоть до гло-

* В эндогенное рельефообразование входят также процессы формирования вулканогенных форм рельефа и накопления вулканогенных отложений, в данном пособии не рассматриваемые из-за недостатка места.

бальных геотектонических структур I и II-го порядков таких, как океаны и континенты, и их крупнейшие составные части – подвижные (геосинклинальные) складчатые пояса, платформы и др.

Если формирование указанных тектонических и геотектонических структур находит свое отражение в рельефе поверхности литосферы, то такой рельеф можно рассматривать как тектонический. Иными словами, *тектонический рельеф* - это устройство поверхности литосферы без *искажающего влияния* денудации и аккумуляции. В реальности в областях денудации приближенное (без учета поправки на толщину слоя денудации) представление о тектоническом рельефе может дать устройство мысленной поверхности, касательной к водораздельным пространствам (см. гл. 9.1.3 и 10.1.3), а в областях аккумуляции – рельеф подошвы коррелятивной аккумулятивной толщи (рис. 5 и гл. 10.1.1). Структурно-геоморфологический анализ этих поверхностей (см. гл. 10.1) показывает, что для неотектонического этапа развития литосферы в тектоническом строении ее поверхности преобладают складчатые и складчато-глыбовые дефлорации большого радиуса («складки основания», по Аргану).

Выраженность в современном рельефе поверхности литосферы тектонических и геотектонических структур, формировавшихся в геоморфологический и неотектонический этапы в MZ-KZ время, как раз и составляет специфику этих структур, является основанием для выделения самих этих этапов в истории геологического развития Земли, а также выделения неотектоники как самостоятельного раздела в составе более общей и старшей тектоники и геотектоники. Таким образом, понятия «неотектонический рельеф», «неотектоническая структура» являются обозначением соответствующих тектонических элементов для неотектонического этапа развития литосферы и вся терминология тектоники и геотектоники, соответственно, применима и для неотектоники с приставками «нео».

Выраженность в современном рельефе литосферы неотектонических структур обусловила введение и широкое применение при анализе и описании рельефа понятия *морфоструктура* практически как синонима понятия «неотектоническая структура». * Еще раз подчеркнем (подробнее см. гл. 2.2.5 и 10.1.1), что под морфоструктурами следует понимать только *активные* неотектонические структуры, выраженные в рельефе с той или иной поправкой на величину денудационного среза для положительных и на нивелирующее влияние аккумуляции для отрицательных. **

По масштабу морфоструктуры и соответствующие неотектонические структуры охватывают диапазон от мезо- до мегаформ. Реже при глобальном морфоструктурном анализе для определения и описания крупных мегаформ и форм планетарного тектонического рельефа употребляется термин *геотектура* (см. гл. 2.2.5).

4.3. Основные, выраженные в современном рельефе литосферы неотектонические структуры (геотектуры и морфоструктуры)

В предыдущей главе показано, что все неровности неотектонического рельефа – морфоструктуры и геотектуры разного порядка по морфологии, динамике и кинематике формирования и генезису - полностью соответствуют классическим структурным и геоструктурным формам, рассматриваемым в структурной геологии и геотектонике, и являются их поверхностным рельефным выражением.

Если с Земли удалить океаническую воду, то из космоса станут отчетливо видны самые большие формы планетарного (глобального) рельефа Земли I-го порядка (геотектуры, по И.П. Герасимову): *выступы континентов* и *впадины океанов*, отличающиеся принципиально строением всей тектоносферы. Появление этих структур и, соответственно, форм глобального рельефа обусловлено всем ходом

* Корифей неотектоники Н.И. Николаев подчеркивает, что это разные понятия, но тем не менее признает, что на практике они, как правило, совпадают.

** Поскольку могут быть тектонические структуры, например, складки неогеновых отложений, не нашедшие своего отражения в рельефе или даже пассивно отпрепарированные селективной денудацией. Они будут неотектоническими по возрасту, но не будут морфоструктурами.

геологического развития верхних оболочек Земли в связи с развитием всей Земли в целом в мезо-кайнозойе (в геоморфологический этап, по И.П. Герасимову и Ю.А. Мещерякову).

Эти самые большие составляющие глобального рельефа Земли осложнены формами II порядка (также относящимся к понятию «геотектура») в лице крупнейших *горных сооружений* (поясов и областей орогенеза) и *равнинных стран*.

Среди горных сооружений выделяются: система срединноокеанических хребтов (СОХ), горное обрамление Тихого океана («Тихоокеанское кольцо»), Средиземноморско-Альпийско-Гималайский пояс, Центрально-Азиатское горное поднятие; меньшие по размерам Северо-Американские Аппалачи, Скандинавские горы, Урал, Бразильское и Гвинейское нагорья, восточно-Африканское нагорье.

Важнейшим для понимания сути неотектонического горообразования является разделение этих гор на *эпиформенные* и *эпигеосинклинальные*.

Помимо принципиальной разницы (подробнее см. гл. 6.1.1) в положении по отношению к геотектоническим структурам и времени появления в процессе общей эволюции тектоносферы, что следует из их названия, помимо разницы в геодинамике образования (о чем в следующей главе) они отличаются и набором морфоструктур: преобладанием сводово-складчатых дислокаций при формировании эпигеосинклинальных гор и сводово-глыбовых – при формировании эпиформенных.

Среди равнинных стран, занимающих большую часть площади океанов и континентов, выделяются океанические абиссальные равнины и плато, Восточно-Европейская и Северо-Американская равнины, Западно-Сибирская и Амазонская низменности, Восточно-Сибирское плато (плоскогорье), практически вся Африка как высокая равнина и др.

С чисто геоморфологической точки зрения все перечисленные составляющие рельефа I и II порядков в пределах континентов могут быть отнесены к следующим элементам геотектуры и крупнейшим морфоструктурам (по И.П. Герасимову и Ю.А. Мещерякову).

I. Равнинно-платформенная геотектура

- 1) Цокольные равнины и плоскогорья древних щитов.
- 2) Равнины и плато древних плит.
- 3) Равнины, низменности и мелко-сопочник молодых платформ.
- 4) Кряжи и плоскогорья внутри молодых платформ.
- 5) Краевые низменности.
- 6) Вулканические плато.

II. Горная (орогеническая) геотектура

- 1) Горы и нагорья областей докембрийской складчатости.
- 2) Горы и нагорья областей палеозойской складчатости.
- 3) Горы и нагорья областей мезозойской складчатости.
- 4) Горы и нагорья областей кайнозойской складчатости.
- 5) Вулканические горы.
- 6) Вулканические нагорья и плато.
- 7) Внутриформенные горы.
- 8) Межгорные равнины и плато.

С геологической точки зрения все эти крупнейшие горные сооружения и равнинные страны относятся к шести основным геотектоническим структурам II порядка, рассматриваемым в качестве базовых в геотектонике и отличающимся друг от друга типами и подтипами земной коры (см. табл.8). Геологическое строение и геодинамические условия формирования этих структур трактуются по-разному, поэтому в табл.8 приведены названия этих структур и по классической (геосинклинальной) терминологии и по терминологии новой глобальной тектоники.

4.4. Геодинамические модели неотектонического рельефообразования

Вопрос о глубинном механизме рельефообразования сложен и спорен. В течение десятилетий в геотектонике господствовали фиксистские представления, по которым главным видом тектонических движений считаются вертикальные. Наиболее полно и последовательно в СССР эти взгляды развивал В.В. Белоусов и его школа.

В геотектонических гипотезах В.В. Белоусова (радиомиграционная, глубинной дифференциации, астенолитная) главным механизмом является вертикальное движение всей тектоносферы под действием теплового импульса, пришедшего из земных недр (скорее всего от границы ядра и мантии). Процесс начинается с возбуждения астеносферы, выражающегося в ее разогревании и выплавке базальта, скапливающегося в верхней части и образующего мантийный астенолит – выступ астеносферы вверх в литосферу. В свою очередь, мантийный астенолит вместе с тепловым импульсом возбуждает литосферу, в которой усиливаются эндогенные геологические процессы. В зависимости от степени воздействия мантийного астенолита на литосферу и, соответственно, степени возбуждения последней в ее недрах и на поверхности развиваются различные геотектонические режимы и формируются соответствующие основные геотектонические структуры II порядка, приведенные в табл.8.

Самое слабое воздействие астеносферы на литосферу, когда на поверхности первой наблюдается только мозаичное «кипение» (появление и исчезновение небольших «пузырей» – астенолитов), приводит к вертикальным тектоническим движениям в литосфере. Развивается платформенный режим. В верхних горизонтах земной коры, в осадочном чехле идет образование конседиментационной платформенной складчатости (глыбовой, по В.В. Белоусову, штамповой, отраженной), выражающейся на поверхности в формировании возвышенностей, низменностей и впадин.

Дальнейшее усиление описанного процесса приводит к значительному возрастанию амплитуды и скорости вертикальных движений, но еще без существенных перестроек в строении литосферы, и приводит к орогенному режиму, в результате которого на поверхности идет формирование эпиплатформенных гор.

Еще большее воздействие крупного астенолитного диапира и теплового импульса на литосферу, концентрированное в одном месте, приводит к переходу общего орогенного режима к рифтогенезу, когда на поверхности по осям сводовых поднятий возникают центральные грабены, а в недрах уже идет существенная перестройка – утоньшение земной коры вплоть до перехода ее в субконтинентальную. Процесс может сопровождаться базальтоидным эффузивным магматизмом. Примером таких зон являются Байкальский и Восточно-Африканский рифтовые пояса.

Наконец, при максимальном возбуждении и передаче в литосферу теплового и магматогенного импульса, когда несколько крупных астенолитных диапиров отрываются от астеносферы и интродуцируют в литосферу, в последней возникает геосинклинальный режим.

Первоначально в раннегеосинклинальную стадию за счет внедрения базальтового диапира идет переход континентальной коры в новообразованную субокеаническую или даже океаническую и в результате утончения и увеличения тяжести последней идет общее опускание. На поверхности в это время образуется первичный геосинклинальный морской бассейн. Предположительно, в этой стадии находится вся западная часть Тихого океана – Микронезия и Меланезия. Затем тепловое воздействие, проникнув в среднюю часть земной коры, приводит к ее разуплотнению, возникновению в ней серии глубинных разломов и контрастным вертикальным тектоническим движениям, в результате чего исходный геосинклинальный бассейн дифференцируется на несколько частных прогибов и поднятий – островных дуг (интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей, по В.В. Белоусову). Наступает позднегеосинклинальная стадия или стадия частных инверсий, в которой, как считается, находится вся переходная зона между Азиатским континентом и Тихим океаном - Командоры, Курилы, Японские и Филиппинские острова, Индонезийский архипелаг и Берингово, Охотское, Японское, Южно-Китайское и другие окраинно-континентальные моря.

Дальнейшее воздействие теплового импульса приводит к общему воздыманию, складчатости, метаморфизму, возникновению внутрикорового гранитного диапира, его движению вверх и внедрению в верхние осадочные горизонты земной коры. Идет формирование новообразованной континентальной коры и наступает стадия общей инверсии, которая в большинстве случаев (хотя и не обязательно) переходит в орогенную стадию формирования эпигеосинклинального горного сооружения – Анды и Кордильеры Америки, Альпийско-Гималайский пояс.*

Совершенно иначе объясняется формирование современного рельефа литосферы с позиций новой глобальной тектоники (НГТ) или тектоники литосферных плит. Главным геодинамическим механизмом, определяющим все геологические процессы и вызванные ими изменения и перестройки в литосфере и, в частности, рельефообразование на ее поверхности, является взаимодействие между собой литосферных плит, вовлеченных в горизонтальное перемещение (дрейф) конвективными тепломассопотоками в астеносфере. При столкновении плит в процессе субдукции (пододвигание, погружение океанической плиты под континентальную, как это происходит в полосе глубоководных желобов) и обдукции (наползание верхней части океанической коры на континентальную, как это, например, происходит при субдукции Чилиской зоны спрединга под Андийскую окраину Южной Америки) и коллизии (столкновение двух континентальных плит, как это происходит в зоне соприкосновения Индостанской и Центрально-Азиатской плит) в обстановке сжатия, скучивания, торошения огромных масс литосферы совершенно естественно ожидать интенсивное проявление всех эндогенных геологических процессов, а на поверхности – интенсивного горообразования. В этом отношении позиция НГТ в вопросе формирования «эпигеосинклинальных» гор выглядит убедительнее, чем фиксистские представления.

Сложнее обстоит дело с объяснением с позиций НГТ внутриплитного рельефообразования и, в частности, формирования эпиплатформенных гор. Логика НГТ вынуждает ее последователей объяснять вертикальные тектонические движения внутренних частей платформ и создаваемые ими складчатые структуры и неровности рельефа передачей горизонтального давления через компетентные толщи на тысячи км от подвижных зон взаимодействия плит и переход там горизонтальных движений в вертикальные. Вряд ли это возможно с механической точки зрения и объяснение происхождения вертикальных движений и морфоструктур современного рельефа внутренних частей плит, в том числе и эпиплатформенных гор, с фиксистских позиций выглядит более достоверно.

* Для полноты картины добавим, что, по представлениям В.В. Белоусова, воздействие возбужденной астеносферы на континентальную земную кору в пределе может быть настолько сильным, что идет ее полное поглощение и замещение океанической корой («базификация»). Именно таким образом на рубеже PZ и MZ заложилась и в дальнейшем развивались все современные океаны. Большинство ученых подвергают сомнению возможность этого процесса с чисто физической точки зрения.

Раздел 5

ЭКЗОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ РЫХЛЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Экзогенная геоморфодинамика)

Процессы экзогенного рельефообразования и формирования рыхлых континентальных отложений достаточно подробно излагаются в курсе "Общая геология". Поэтому в данном пособии рассматриваются только геологическая деятельность выветривания, проточных вод, ледников и мерзлоты, и процессы, идущие в прибрежной зоне морей. Выбор процессов обусловлен их преобладающей ролью в формировании географических ландшафтов и континентальных четвертичных отложений России. По тем же причинам, а также в виду отсутствия этого раздела в традиционном курсе Общей геологии подробно рассматриваются склоны и склоновые отложения.

5.1. ВОДРАЗДЕЛЬНЫЕ ПРОСТРАНСТВА И КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ (ЭЛЮВИЙ)

5.1.1. Морфология водораздельных пространств

Водораздельные пространства, как сумма горизонтальных и пологонаклонных поверхностей, в любом рельефе занимают максимальные отметки и всегда представляют собой древнейший элемент рельефа – реликт поверхности выравнивания предыдущего морфоцикла или сумму таких реликтов от нескольких морфоциклов.

На равнинах водораздельные пространства являются главным элементом рельефа, занимая подавляющую часть площади равнин. Достаточно хорошо они представлены и в эпиплатформенных горах при не более чем умеренной степени густоты эрозионного расчленения. При высокой степени густоты эрозионного расчленения в горах и даже на равнинах водораздельные поверхности могут полностью исчезнуть, и только воображаемая поверхность, касательная к водораздельным линиям (в морфометрии именуемая *вершинная*) и представляющая собой реконструкцию бывшей когда-то до развития современной эрозионной сети общей поверхности выравнивания, дает представление об их устройстве.

Поскольку водораздельные пространства – реликт бывшей когда-то на этом месте равнины, им присущи все черты морфологии, морфометрии и общего устройства, а также комплекс всех мезо- и микроформ рельефа, характерные для равнин.

Неровности водораздельных поверхностей (и их реконструкций – вершинных поверхностей) могут иметь двоякую природу.

Крупные неровности, охватывающие большие площади водораздельных пространств (вместе с эрозионной сетью; в сущности, речь идет о крупных структурных единицах в составе равнин и гор), в ранге макро- и мегаформ рельефа являются морфоструктурами и представлены возвышенностями и впадинами на равнинах, массивами, хребтами и межгорными впадинами – в горах (подробнее см. гл.6.1.4.1 и 6.2.2).

Кроме того, следует особо отметить присутствие на водораздельных поверхностях пологих понижений при приближении к крупным долинам – *поверхностей снижения*, именуемых также *склон водораздела* (см. гл. 2.2.1.1 и рис. 3). Происхождение этих поверхностей снижения может быть двояким. Во-первых, это могут быть исторически и генетически присущие исходной поверхности первичные понижения тектонического (т.е. склоны рассмотренных выше морфоструктур) или экзогенного (см. ниже) происхождения, по тальвегам которых заложилась и развилась современная эрозионная сеть. В этом случае строение и состав приповерхностного рыхлого субаэрального покрова в этих понижениях и на собственно водоразделах идентично с той разницей, что мощность субаэрального покрова в понижениях больше, чем на водоразделах, и верхняя часть переработана склоновыми процессами.

Во-вторых, такие понижения могут представлять собой переработанные современной денудацией, выположенные и перекрытые склоновыми отложениями борта древних исчезнувших долин, плановую сеть которых, тем не менее, унаследовала современная эрозионная сеть. В этом случае в разрезе верхней части рыхлой толщи присутствуют явные склоновые отложения (чаще всего верхнеплейстоценовый и голоценовый делювий или дефлюкций), а под ними не исключены более древние пролювиальные или аллювиальные отложения. В последнем случае такие склоны водораздела представляют собой т.н. «террасо-увалы» (см. гл. 5.3.6 и 10.3.1 и рис.8,V).

Мелкие неровности водораздельных поверхностей в ранге мезо- и микроформ рельефа – холмы, небольшие гряды и увалы, понижения, котловины и западины - являются морфоскульптурными элементами рельефа. Генетическое содержание указанных форм рельефа, осложняющих поверхность водоразделов, может быть различным, но, в общем, сводится к двум основным случаям. Во-первых, они могут возникнуть в результате общей селективной денудации, как, например, куэстовые гряды, денудационные останцы в виде скал-палаток или дефляционные котловины, карстовые воронки. Во-вторых, это могут быть наложенные аккумулятивные формы, как, например, дюны, барханы, моренные холмы. В своем проявлении и размещении по площади все эти морфоскульптурные элементы полностью контролируются климатической зональностью (подробнее см. гл. 6.2.5).

5.1.2. Элювий и кора выветривания

С водораздельными поверхностями пространственно и генетически связан комплекс рыхлых отложений *коры выветривания* с ее главной составляющей – генетическим типом *элювий*.

Вообще-то выветривание на суше идет всегда и везде, но именно на водораздельных поверхностях в силу их очень пологого и тем более горизонтального положения длительное время отсутствует перемещение продуктов выветривания по топографической поверхности и процесс выветривания может пройти полностью до формирования полного профиля коры выветривания.

Состав и строение элювия и коры выветривания зависят от климата, определяющего характер выветривания, и длительности процесса их формирования. На начальных стадиях формирования элювия в его составе и строении еще сохраняется влияние состава и строения исходных коренных пород. Но в конечном итоге это влияние исчезает и на любых горных породах образуется элювий, состав которого полностью определен климатическими условиями и типом выветривания. Поэтому влияние исходных пород на формирование элювия и коры выветривания ниже практически не рассматриваются.

Коры выветривания в зависимости от продиктованного климатическими условиями главного вида выветривания принято подразделять на несколько типов. Самыми крупными категориями (вошедшими в науку сравнительно недавно) являются понятия о *термофракционной* коре, формирующейся в результате физического выветривания, и *хемофракционной*, формирующейся в результате химического выветривания. Термофракционная кора, в свою очередь, может быть разделена на собственно термофракционную или *термогенную*, образующуюся при температурном выветривании и *криогенную* – при морозном выветривании.

Но еще с сороковых годов в науке и на производстве используется более дробное подразделение кор выветривания и элювия в зависимости от вида выветривания – физическое или химическое и по химической и минералогической сущности последнего. По главным элементам-индикаторам, накапливающимся в виде окисей в коре выветривания в процессе ее формирования, различают *обломочную*, *сиаллитную** *обызвествленную*, *кислую сиаллитную* и *аллитную* коры выветривания. По сути та же

* Сиаллитный – включающий окислы кремния и алюминия, как преобладающие в составе горной породы (или целой каменной геосферы).

классификация, но с обозначением видов коры выветривания и элювия по главному минералу-индикатору, обозначающему термохимические условия формирования коры, включает в себя, кроме обломочной, *гидрослюдистую, монтмориллонитовую, каолиновую и латеритную* коры. Соотношение всех вышеперечисленных видов кор выветривания и элювия показано в табл. 9.

Важно подчеркнуть, что указанные выше виды кор представляют собой *стадии* общего процесса формирования коры выветривания и выстраиваются в ряды в зависимости от климата и длительности процесса формирования.

В полярных условиях формирование коры выветривания не идет дальше криогенной обломочной стадии. Но уже в нивальном, а тем более в холодном гумидном климате формирование коры выветривания идет в две стадии: на смену начальной обломочной стадии как криогенной, так и термогенной, приходит гидрослюдистая (глинистая) стадия, характеризующая разложение силикатов и алюмосиликатов исходных горных пород до состояния глины при выносе только части щелочных и щелочно-земельных элементов.

В аридном климате начальная термогенная обломочная стадия сменяется монтмориллонитовой (сиаллитной обызвествленной) стадией, когда из состава разлагающихся силикатов и алюмосиликатов выносятся щелочи, и идет относительное обогащение коры выветривания кальцием и магнием.

Таблица 9
Типы элювия (и кор выветривания)

Тип климата	Тип выветривания	Физическое		Химическое	
		Термофракционный (обломочный)	Хемофракционный (глинистый)		
	Тип элювия	Термофракционный (обломочный)		Хемофракционный (глинистый)	
	Вид выветривания	Морозное	Температурное	Окисление, выщелачивание, гидратация, гидролиз	
		Криогенный (криофракционный)	Термогенный (термофракционный)	по элементам-индикаторам	по минералам-индикаторам
Полярный	П/тип (фацция) элювия			Сиаллитный обызвествленный	Монтмориллонитовый
Аридный		Сиаллитный кислый	Гидрослюдистый		
Гумидный холодный			Каолиновый		
Гумидный теплый		Аллитный	Латеритный		
Тропический					

В теплом гумидном климате процесс химического выветривания, особенно если он длительный, идет еще дальше. Разложению и выветриванию подвергается уже и глинистая гидрослюдистая фракция элювия, что сопровождается выносом почти всех щелочных и щелочноземельных катионов, в результате чего идет относительное обогащение элювия окислами кремния и алюминия. Минералогически это выражается в замещении гидрослюды каолином (кислая сиаллитная стадия). Таким образом, последовательный ряд стадий формирования коры выветривания в этих условиях: обломочная - гидрослюдистая – каолиновая.

Наконец, в субтропиках и тропиках процесс химического выветривания доходит до конечной возможной в земных условиях аллитной стадии, когда происходит полное разрушение кристаллических решеток всех силикатов и алюмосиликатов, в том числе и каолина, и элювий представляет собой смесь аморфных окислов алюминия, железа и кремния – *латерит*. Таким образом, преобразование исходных породообразующих силикатов и алюмосиликатов и, соответственно, самих горных пород при формировании латеритной коры выветривания проходит стадии: обломочная – гидрослюдистая – каолиновая – латеритная (аллитная).

Поскольку выветривание распространяется от поверхности вниз и, следовательно, степень выветрелости горных пород падает с глубиной, указанные ряды стадий выветривания можно видеть в вертикальных разрезах, в которых эти стадии представляют собой горизонты элювия снизу вверх от всегда присутствующего обломочного до верхнего, состав которого отвечает максимально возможной в данных климатических условиях степени химического выветривания.

В общем случае в полном вертикальном разрезе элювиальной составляющей коры выветривания можно выделить две основные зоны: *структурный элювий* и вышележащий *бесструктурный* (рис.7), подразделяющиеся на горизонты, соответствующие стадиям выветривания. Границы между зонами и горизонтами нерезкие с постепенными переходами и неровные, но в общем, горизонтальные. Общая мощность элювия колеблется от десятков см до десятков м, очень редко – до первых сот м.

Структурный элювий начинается снизу с коренных пород, в которых уже ясно видны те или иные признаки выветривания. Чаще всего эти признаки - явная трещиноватость и изменение цвета пород.

Выше с постепенным переходом располагается обломочный горизонт, состоящий из уже полностью отделившихся друг от друга остроугольных обломков коренных пород, но сохраняющих свое исходное положение (по горнопроходческой терминологии «разборная скала» или «хрящ»). Оба нижние горизонта структурного элювия отвечают начальной обломочной стадии формирования коры в результате физического выветривания.



Рис. 7. Обобщенный разрез элювиальной составляющей коры выветривания полного профиля (теоретический вариант)

Верхняя часть структурного элювия может уже попасть в любую из указанных горизонтов-стадий химического выветривания в зависимости от климатических условий. Но в любом случае в этой части элювия при самой высокой степени выветривания сохраняются *in situ* и видны визуальны следы структурно-текстурных особенностей исходных горных пород: трещиноватость, слоистость, обломочность и зернистость, шпировая пятнистость, прожилковые сетки и др. Иногда внешняя (на глаз) сохранность исходных

горных пород настолько велика, что создает иллюзию крепких, невыветрелых пород. Но первое же прикосновение к ним молотком или просто пальцами показывает, что все это уже только супесчаный, суглинистый или глинистый материал, рассыпающийся в прах при механической нагрузке. Такие сильно выветрелые, но сохранившие текстурно-структурные черты материнских горных пород образования называются *сапролит*.

Бесструктурный элювий с постепенным переходом залегает на структурном и представляет собой основную часть и конечный результат формирования коры выветривания, возможный в данных климатических условиях. Самая нижняя часть бесструктурного элювия может еще относиться к обломочному горизонту. В этом случае она сложена глыбами и щебнем материнских коренных пород, уже изменившими свое положение относительно первоначального, когда они еще были составными частями коренных пород. Эти перемещения и повороты обломков могут совершаться в результате «шевеления» обломочного материала при колебаниях температуры или изменения объема при периодическом увлажнении и высыхании. Оригинальным примером такого

обломочного элювия являются формирующиеся в нивальном климате на скальных выступах *курумы* («каменные моря», «моря скал»), представляющие собой покров, состоящий из криогенного остроугольного щебня и глыб размером до нескольких м³. Весь мелкозернистый материал из самой верхней части курума вымыт вниз, где находится большую часть года в мерзлом состоянии. Чисто обломочный бесструктурный элювий, сложенный супесчано-дресвяно-щебенистым материалом, наблюдается и в областях крайне засушливого климата – каменных пустынях.

Основная часть бесструктурного элювия в гумидных условиях сложена в основном мелкоземистым материалом. Это супеси в умеренно засушливом климате, суглинки и глины во влажном, потерявшие какие бы то ни было признаки коренных пород в результате полного разложения первичных минералов, замещения их продуктами выветривания и перемешивания вновь образовавшихся продуктов выветривания как чисто механически, так и в результате миграции элементов и соединений при химических реакциях (например, формирование сложной узорчатой и полосчатой вторичной окраски элювия в результате миграции окислов железа). Самый верхний горизонт бесструктурного элювия всегда сложен продуктами химического выветривания на стадии, максимально возможной в данных климатических условиях.

В аридном климате бесструктурный элювий сложен серыми, желтовато-серыми и пепельно-серыми (белесыми) супесями и лессовидными алевритовыми суглинками с небольшим количеством монтморилонитовой глинистой фракции. Повышенное содержание в элювии карбонатов кальция и магния макроскопически выражается в прожилках, пленках и корочках этих соединений на обломках, а также в присутствии в массе элювия карбонатных стяжений – «журавчиков» причудливой формы размером до нескольких сантиметров.

В умеренно влажном, от холодного до умеренно теплого, гумидном климате бесструктурный элювий сложен обычными буровато-серыми гидрослюдистыми суглинками и глинами (иногда именуемыми «гончарными» или «кирпичными»). Именно такой элювий в силу климатических условий и недостаточной длительности процесса формируется в настоящее время на большей части – вся лесостепная, лесная и лесотундровая зоны – территории России.

И в аридном и в умеренно гумидном бесструктурном элювии еще может присутствовать переменное, иногда значительное количество обломочного материала с размерностью от песка (который на глаз еще не заметен в составе породы) до дресвы и щебня. Количество этого материала уменьшается снизу вверх. В этом же направлении растет степень псевдоокатанности обломков (соответствующая стадии угловатой окатанности). Эта окатанность – результат химического выветривания, быстрее идущего на выступающих острых углах обломков при практически полной их неподвижности.*

В теплом гумидном климате при достаточно длительном формировании коры выветривания в нижней ее части еще может присутствовать небольшое количество обломочного материала в состоянии сапролита, но верхняя часть бесструктурного элювия уже сложена только белой жирной каолиновой глиной. Строго говоря, чисто белый цвет каолинового элювия возможен при развитии его на горных породах с минимальным содержанием железа и марганца – гранитах, аркозовых песчаниках. В обычных условиях цвет каолинового элювия – желтовато-светло-серый со ржавыми разводами.

Считается, что для формирования наиболее мощной каолиновой коры выветривания полного профиля необходимо хорошее дренирование водораздельных пространств на глубину не менее нескольких десятков м, что возможно при достаточно густой эрозионной сети, врезанной на глубину не менее 100 и не более 300 м. Таким образом, идеальными ландшафтами для формирования такой коры выветривания являются не равнины, как это кажется на первый взгляд, а холмистые возвышенные равнины и даже низкогорья.

* Тем не менее, эта псевдоокатанность обломочного материала элювия достаточно часто ошибочно принималась за результат окатывания, обычного при механическом переносе. Тем самым делались неверные выводы о генезисе всей рыхлой толщи – ее относили, например, к пролювию.

Время, потребное на формирование коры выветривания, колеблется от сотен и тысяч лет для обломочной коры до сотен тысяч и миллионов – для каолиновой. Поэтому достаточно мощные каолиновые коры выветривания полного профиля встречаются только в ископаемом состоянии и связаны с формированием древних денудационных поверхностей выравнивания типа пенепленов (см. гл. 3.2.2) в конце крупных геотектонических циклов. Например, мощная каолиновая кора выветривания, обнажающаяся в средней части правого коренного борта долины р. Томи у г. Томска, представляет собой результат длительной пенепленизации рельефа в поздне меловую-эоценовую эпохи, завершающей мезозойский этап стабилизации юга Западной Сибири и предшествовавшей неотектонической активизации.

Наконец, в субтропиках и в особенности в тропиках верхняя часть бесструктурного элювия сложена красно-бурой глиноподобной смесью аморфных окислов алюминия и в меньшей степени железа и кремния - *латеритом* уже совершенно без обломочного материала. В дождливое время года верхняя часть латерита подвержена тропической солифлюкции (см.с. 69), а в засушливое - спекается в похожую на кирпич (отсюда и название «латерит», «латер» по лат. - кирпич) поверхностную корку – «панцирь» или «кирасу», имеющую бронирующее рельефообразующее значение. Покрытые такой коркой водораздельные пространства при эрозионном расчленении дают формы рельефа, напоминающие структурный «столовый» рельеф (см. гл. 2.2.2 и рис. 4,А,Б). Формирование латеритной коры выветривания идет относительно гораздо быстрее, чем каолиновой. Есть сведения, что поверхностный слой гранита мощностью в 5 см подвергается полному латеритному разложению в течение всего нескольких сот лет.

5.2. СКЛОНЫ. СКЛОНОВАЯ ДЕНУДАЦИЯ И СКЛОНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Процессы, идущие на склонах, – *склоновая денудация* и, в меньшей степени, аккумуляция, наряду с деятельностью проточных вод, являются важнейшей составляющей в моделировке рельефа. 90% площади суши представляют собой именно склоны (вместе с водораздельными поверхностями), формирование и дальнейшее развитие которых представляет собой основную часть общей денудации суши, особенно в фазу нисходящего развития рельефа, завершающуюся образованием предельных денудационных поверхностей выравнивания – пенепленов и педипленов.

5.2.1. Классификация склонов, их частей и склоновых отложений (по С.С. Воскресенскому, с изменениями и добавлениями)

По общему уклону различают: крутые (уклон $>35^\circ$), средней крутизны ($15-35^\circ$), пологие ($5-15^\circ$), очень пологие (менее 5°) склоны и горизонтальные поверхности. Последние три категории составляют 60% всех склонов. На практике применяются и более дробные классификации склонов по крутизне (см. табл. 5).

По общему профилю различают склоны ровные, выпуклые, вогнутые, выпукло-вогнутые и сложные террасированные или ступенчатые (рис. 8,1). Ниже будет показано, что общий профиль склона не просто формальная геометрическая категория, а имеет генетический смысл.

Элемент рельефа, на который опирается склон, является для него базисом денудации (в дальнейшем БД). Роль базиса денудации может выполнять русло водотока, тальвег сухого лога, днище балки, поверхность поймы, террасы, нижняя предельно выположенная часть склона, поверхность выступа (уступа), сложенного устойчивыми горными породами. Теоретическое и практическое значение БД (по аналогии с базисом эрозии для линейных водотоков) заключается в том, что он является неким высотным (гипсометрическим) уровнем, к которому *привязано все развитие склона*.

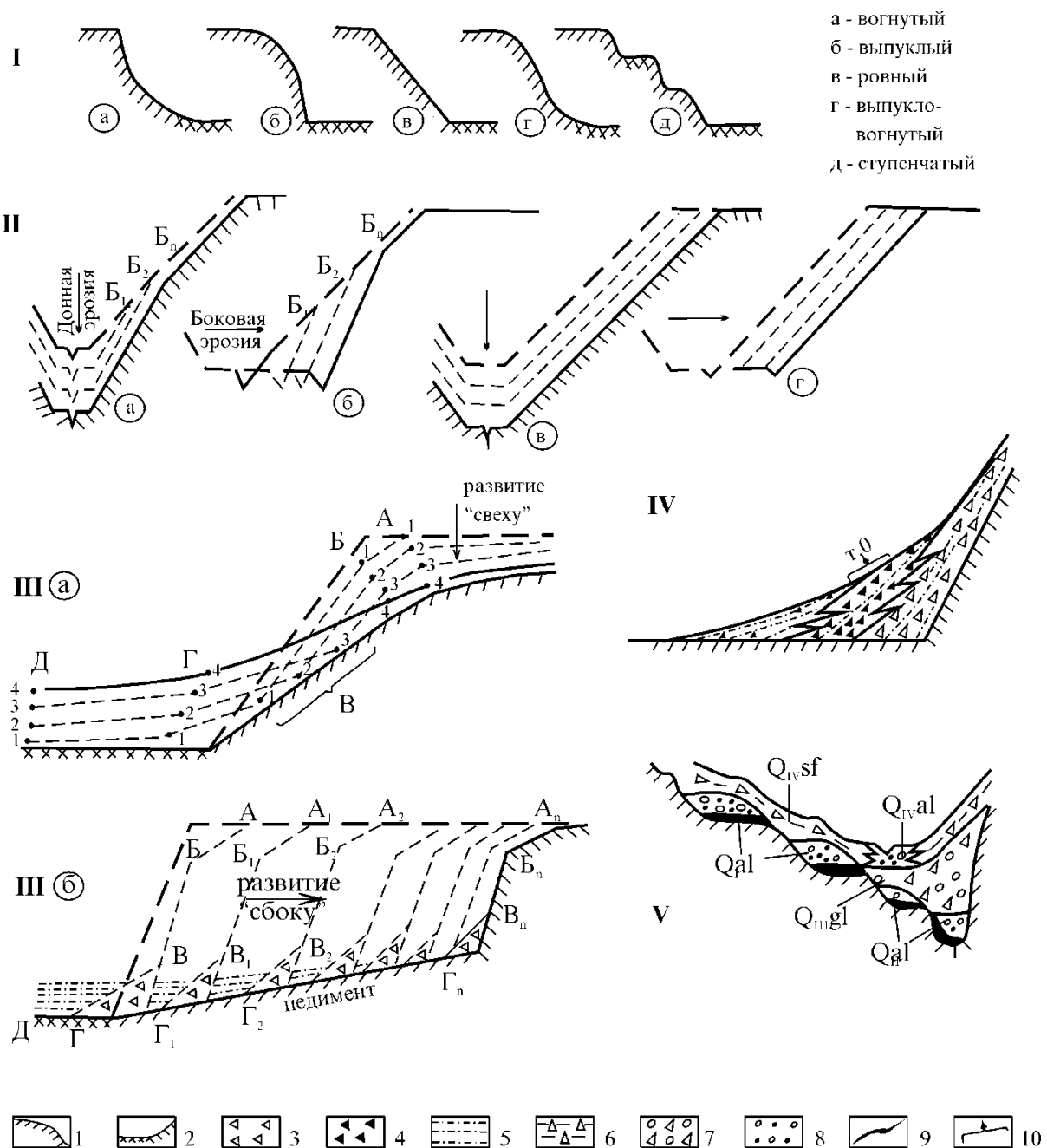


Рис.8. I – профили склонов;
 II – развитие склонов с неустойчивым базисом денудации: а – при врезании эрозионной сети;
 б – при боковой эрозии; в, г – то же при равновесии эрозии и склоновой денудации;
 III – развитие склонов с устойчивым базисом денудации: а – стадии развития в гумидном;
 б – в аридном климате;
 IV – схема строения делювиального шлейфа (по Е.В. Шанцеру);
 V – схема строения долины с россыпями, погребенными под мореной и склоновым солифлюкцией; левый пологий борт долины неясно террасирован;
 1 – коренные породы; 2 – базисы денудации склонов; 3 – грубообломочный, 4 – промежуточный;
 5 – мелкообломочный делювий; 6 – солифлюкций; 7 – морена; 8 – аллювий; 9 – россыпи;
 10 – область выхода подземных вод (m.0 на IV)

По генезису все склоны, прежде всего, делятся на две категории: *первичные* или *исходные* и *собственно денудационные* (в известной мере вторичные), возникающие за счет какого-либо первичного склона в процессе его переработки *склоновыми процессами* – склоновой денудацией и (или) склоновой аккумуляцией.

Среди *первичных склонов*, еще не переработанных последующими склоновыми процессами, различают: достаточно редкие *тектонические* – склон активно растущей на морском дне (на суше склоновая денудация видоизменяет такие склоны быстрее, чем идет их тектоническое формирование) антиклинальной структуры, обнажившаяся на поверхности в виде уступа верхняя часть плоскости дизъюнктива, возникшего в результате землетрясения; *вулканические* – свежие, сразу после извержения склоны вулканических построек, форм лавовых и пирокластических накоплений; все разновидности *экзогенных* склонов, т.е. поверхностей и склонов форм рельефа, созданных любыми экзогенными РП – текущей водой, льдом, ветром и пр. (например, склон ледникового кара, склон бархана). Наиболее распространенными из экзогенных являются *эрозионные* склоны – крутые, непрерывно подновляющиеся донной и боковой эрозией склоны оврагов, молодых долин.

Первичные склоны недолго существуют в природе. Как только замедляется, а тем более прекращается действие создавшего их процесса, они попадают под влияние процессов общей денудации и переходят в *собственно денудационные* или просто *денудационные склоны*. Все дальнейшее содержание этой главы посвящено фактически именно этим склонам.

По общей направленности склонового процесса денудационные склоны (и их части) подразделяются на *склоны сноса*, с которых рыхлый материал, образующийся в результате выветривания, быстро удаляется; *склоны транзита*, по которым идет равновесное перемещение материала, и *склоны накопления* (аккумулятивные), на которых перемещающийся рыхлый материал частично задерживается и накапливается.

На крутых горных склонах выделение участков сноса и накопления затруднений не вызывает: наиболее крутые части склона, лишенные рыхлого покрова – *склоны сноса*; части склонов, покрытые рыхлым покровом – *склоны накопления*.

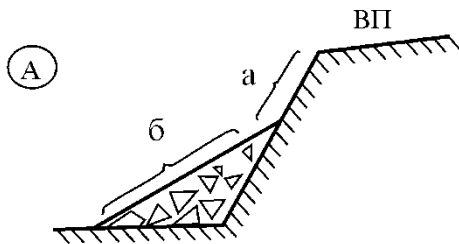
Сложнее обстоит дело, если склон полностью закрыт рыхлым покровом. В этом случае достоверный ответ могут дать измерения мощности рыхлого покрова в разных по высоте частях склона и, в особенности, повторные (в течение нескольких лет) измерения. На склонах сноса мощность склоновых отложений уменьшается вниз по склону и из года в год, на склонах транзита мощность не меняется, а на склонах накопления она растет вниз по склону и из года в год.

По способу перемещения по склону рыхлого материала, состава и строению последнего денудационные склоны подразделяются на нижеперечисленные виды.

1. **Гравитационные** – достаточно крутые, как правило, более 30°, чаще горные, с углом наклона, превышающим угол естественного откоса, обвальные и осыпные склоны, перемещение материала по которым идет, прежде всего, под действием силы тяжести. В строении таких склонов четко выделяется верхняя крутая часть – склон гравитационного сноса и нижняя, более пологая часть, представляющая собой склон гравитационного накопления (рис. 9А).

Склоны гравитационного сноса – открытые, скальные. В случае, если снос идет путем одноактных катастрофических обрушений верхней части склона, обнажившиеся поверхности представляют собой ниши с уклонами стенок от 60° до вертикальных, полностью лишенных покрова склоновых отложений. На более пологих склонах – от 30° до 60°, на которых снос идет путем постепенного растянутого во времени осыпания, среди обнажений коренных пород местами в кулуарах,* осыпных лотках* и нишах могут встречаться пятна маломощного рыхлого покрова склоновых отложений.

* Кулуары, осыпные лотки – линейные вниз по склону углубления, по которым идет перемещение обломочного материала. По тальвегам осыпных лотков в дальнейшем могут развиваться эрозионные рывтины и молодые лога.



а - скальный склон гравитационного сноса
 б - склон гравитационного накопления,
 сложенный коллювием

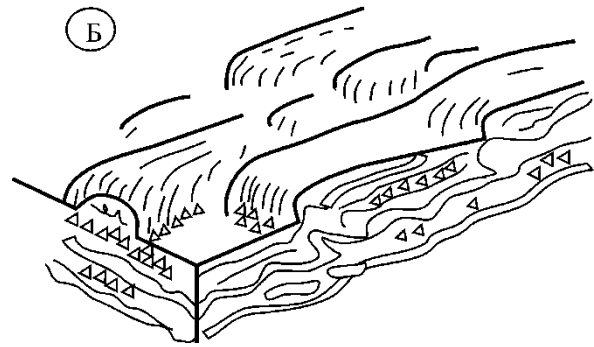
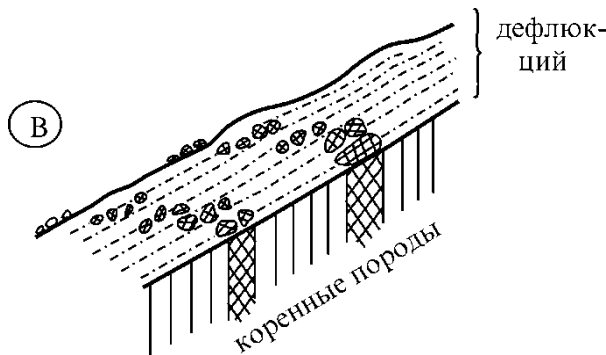


Рис. 9. Некоторые виды склонов и склоновых отложений:

А – гравитационный; Б – солифлюкционный с
 натечными террасами; В – дефлюкционный



Склоны гравитационного накопления представляют собой осыпные шлейфы и конусы выноса из осыпных лотков, накапливающиеся под склоном гравитационного сноса у основания всего склона на базе его денудации и сложенные коллювием. В зависимости от указанного только что характера гравитационного сноса коллювий подразделяется на две фации – коллювий обрушения (дерупций) и коллювий осыпания (десерпций).

Коллювий обрушения сложен совершенно беспорядочной смесью остроугольного обломочного материала с размерностью от дресвы до гигантских глыб. Поверхность склона накопления, сложенного таким коллювием, неровная, бугристая. Этот коллювий иногда путают с боковой мореной, от которой он отличается одинаковостью литологического состава обломков (в морене – разнообразные породы), соответствующего литологическому и петрографическому составу коренных горных пород, слагающих расположенный выше склон гравитационного сноса.

Коллювий осыпания формируется достаточно постепенно по мере отделения обломков от поверхности вышерасположенного склона сноса. В отличие от коллювия обрушения осыпной коллювий уже несет в себе элементы сортировки обломочного материала по размерам: нижняя часть (подножье) осыпного шлейфа или конуса сложена наиболее крупными обломками. Выше по осыпи размер обломков уменьшается, достигая минимума в самой верхней части (головке). Это объясняется просто – упавший на осыпь очередной обломок будет катиться по поверхности осыпи и пройдет тем большее расстояние, чем больше его размеры. Сама поверхность осыпного шлейфа или конуса более ровная, уклон ее соответствует углу естественного откоса для рыхлого обломочного материала данной размерности.

2. Склоны плоскостного смыва характерны для областей засушливого климата. Перемещающийся по этим склонам во время ливней и накапливающийся в нижней части рыхлый мелкозернистый материал представляет собой *делювий* (в узком, начальном смысле этого термина).

На коренных скальных породах верхняя более крутая часть склона - склон плоскостного сноса - может быть как практически открытой, лишенной покрова склоновых отложений, так и прикрытой местами или полностью маломощным – не более первых

десятков сантиметров покровом элювиально-делювиальных склоновых отложений. На рыхлых коренных породах эта часть склона часто изрезана густой сетью *дэллей* – неглубоко врезанных плоскодонных рытвин глубиной от сантиметров до десятков см и шириной от десятков см до нескольких м, образующихся в результате эрозионной деятельности переплетающихся водяных струй и плоскостных временных водотоков во время ливней. Крутизна этих склонов колеблется от 10 до 20°.

Расположенные под склонами плоскостного смыва склоны делювиального накопления имеют уклоны 5-15° и сложены сплошным покровом делювия, мощность которого может достигать нескольких метров (рис. 8,IV). Настоящий делювий сложен только лессовидными суглинками и супесями с примесью дресвы, а ближе к скальному коренному склону вместе с дресвой может присутствовать и щебень.* Количество глинистой фракции в делювии в силу ослабленности химического выветривания в засушливом климате ограничено. Для делювия характерна также прерывистая с нерезкими границами слоистость, параллельная склону.

Следует подчеркнуть, что термин «делювий» в разговорном геологическом языке и вне специальной, посвященной именно склоновым отложениям, геологической литературе употребляется неправильно, слишком широко, зачастую как синоним любых склоновых отложений.

3. Склоны массового перемещения (сползания, крепа) рыхлого склонового материала («делювия» в общеупотребительном, но неправильном значении этого термина) по склону являются наиболее распространенными в гумидном климате. В некоторых классификациях такие склоны называются *водно-гравитационными*. В отличие от рассмотренных ниже склонов блокового движения материала по склону, при массовом его перемещении идет перемешивание материала. В свою очередь, эти склоны подразделяются на следующие типы.

- *Солифлюкционные склоны*, по которым перемещение материала идет при жидкотекучей или вязко-текучей консистенции, достигающейся при избыточном увлажнении мелкоземистого грунта в условиях тропиков в период дождей (тропическая солифлюкция), или в криолитозоне (холодная солифлюкция), где в весенне-летний период оттаявший деятельный слой пересыщен влагой вследствие неглубокого залегания мерзлотного слоя, играющего роль водоупора.

Движение материала по склону начинается уже на очень пологих склонах с уклонами 2 – 3° (есть указания, что солифлюкционное движение материала возможно при уклонах 0,5-1°, т.е. по практически горизонтальным поверхностям). Первоначально это движение проявляется в появлении на склонах реологической (от греч. «реос» – течение) волнистости в виде дуг длиной десятки и сотни м, шириной от м до десятков м и высотой до первых м, ориентированных параллельно простиранию склона и выгнутых вниз по склону. Из-за достаточно крупных размеров и слабой выраженности эту волнистость легче видеть на аэрофотоснимках.

На более крутых склонах (от пологих до умеренной крутизны – 5-15°) солифлюкционное течение склонового материала создает характерный микрорельеф склона в виде беспорядочно разбросанных и ориентированных вниз по склону *солифлюкционных натечных террас* (рис. 9,Б) - оплывин или натеков длиной до десятков м, нижний конец которых может возвышаться над прилегающей поверхностью склона на 0,5- 1 м.

Перемещающийся по склону материал – *солифлюкций* сложен суглинком с переменным количеством дресвы и щебня. Перемещение его путем многократного оплывания с достаточно большой скоростью, достигающей десятков м в сутки, отражается в видимой в разрезах солифлюкция четкой волнистой ламинарной слоистости, осложненной турбулентными завихрениями, микрооползневыми текстурами и микроскладчатостью течения. В криолитозоне, где рыхлый материал деятельного слоя подвергается морозной сортировке, солифлюкций может быть дифференцирован на основную массу (матрикс) и линзообразные скопления дресвы и щебня. Последние в виде валиков и полос видны на поверхности вдоль оплывин и у подножия солифлюкционных террас.

* На рис.8, IV приводится ставший классическим рисунок строения делювия по Е.В. Шанцеру, многократно повторяющийся в учебной и научной литературе. Следует отметить, что он создает ложное представление о насыщенности делювия дресвой и щебнем. На самом деле плоскостной смыв не в состоянии переносить щебень и нижняя, опирающаяся на коренной склон, часть делювия, обогащенная щебнем, должна рассматриваться как смешанные гравитационно-делювиальные отложения.

- Конжелифлюкционные склоны. Конжелифлюкция – течение вязкопластичного оттаявшего рыхлого материала по поверхности мерзлого; процесс близок солифлюкции, но отличается тем, что оттаявший деятельный слой находится в вязкопластичной консистенции и только его самая нижняя часть – в жидкотекучей, благодаря чему весь слой всей массой скользит по поверхности мерзлых пород. Именно путем конжелифлюкции (в комбинации с рассмотренной ниже десерпцией) перемещаются по склонам курумы, языками и потоками спускаясь по склонам гор иногда значительно ниже области своего образования в высокогорной тундре.

- Дефлюкционные склоны являются типичными для умеренного гумидного климата. Движение материала по ним – *дефлюкция* - совершается при вязкопластичной консистенции грунта. Это самый медленный из всех склоновых процессов – перемещение рыхлого материала по склону идет со скоростью не более долей миллиметров в год и только в периоды его увлажнения, а в засушливые периоды процесс практически приостанавливается. Как правило, дефлюкционные склоны полностью закрыты растительностью. Некоторые авторы (Л.С. Берг, М.А. Усов) вообще отрицали возможность массового движения материала по склонам типа дефлюкции, считая, что корневая система растений останавливает склоновый процесс. Но еще В. Пенк, разбирая вопрос о сдерживающей роли растительности, отмечал, что такие резкие ландшафтные границы как верхняя и нижняя граница леса, никак не отражаются в профиле склонов и характере склонового материала, а, следовательно, не влияют на скорость склонового процесса. Средние уклоны склонов составляют 5 - 25°, т.е. от пологих до крутых.

Литологический состав дефлюкции такой же, как и солифлюкции – суглинок с переменным количеством дресвы и щебня. Именно дефлюкций в практической геологии широко и неправильно именуют делювием. Крайняя медленность перемещения дефлюкция по склону приводит к тому, что обломки коренных пород видны на поверхности склона уже в десятках и даже в нескольких метрах ниже места выхода этих пород на поверхность коренного склона под покровом склонового дефлюкция (рис. 9,В). Это позволяет достаточно успешно не только осуществлять поиски МПИ обломочным методом, но даже вести детальное геологическое картирование по дефлюкции.

- Десерпционные склоны характерны для засушливых областей, где движения материала по склонам идет в сухом виде в результате микроподвижек («шевеление осыпей») при суточных колебаниях температуры.

Преобладающее в аридном климате физическое (температурное) выветривание определяет преимущественно грубообломочный (щебенистый) состав элювия и склонового *десерпция*. Весь мелкоземистый материал выдувается ветром и смывается плоскостным смывом. Путем десерпции, кроме того (после своего образования чисто гравитационным путем), медленно перемещаются, шевелятся, как бы «устраиваются поудобнее» коллювиальные осыпи в любом климате, а также движутся курумы (см. выше «конжелифлюкция»).

4. Склоны блокового движения горных масс - оползания, оседания, оплывания, которые проявляются лишь при сочетании специфических условий, заключаются в достаточно быстром, иногда катастрофическом перемещении крупных масс (блоков) как рыхлых склоновых, так и подстилающих коренных отложений, с частичным или полным сохранением внутреннего строения блоков.

Оползнями называют смещение блоков цементированных горных пород по скользкой (в результате смачивания подземными водами) поверхности с образованием оползневых масс, в разной степени сохраняющих их первичную структуру (рис. 10,а).

В классической картине строения оползней различают прилегающую к еще незатронутому коренному массиву тыловую (заднюю) *деляпсивную часть*, сложенную сохранившими внутреннее строение оползнями – блоками с характерным ступенчатым

строением поверхности – оползневыми террасами, и внешнюю, фронтальную *детрузивную часть*, представляющую собой оползневые массы, перемещенные вниз по склону и даже далее по базису его денудации под давлением оползней-блоков и сложенную уже перемятыми и беспорядочно залегающими горными породами с характерным бугристо-западинным рельефом поверхности.

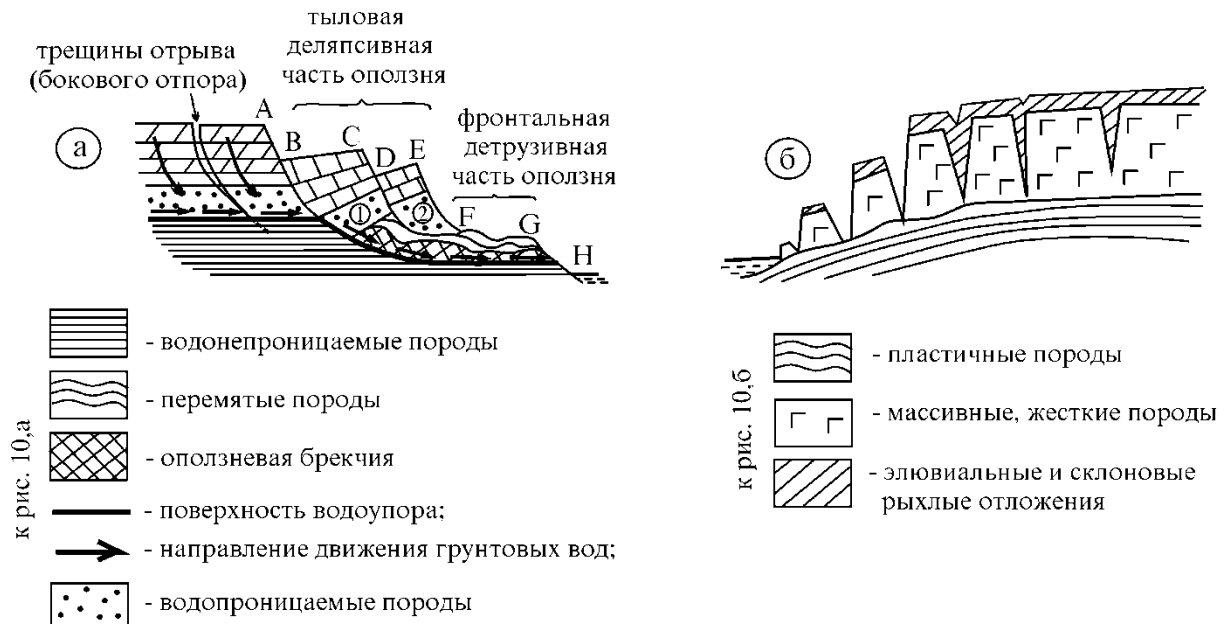


Рис. 10, а – схема строения оползневого склона (ABCDEFGH): 1 и 2 – оползневые блоки; АН – поверхность смещения; АВ и CD – стенки отрыва, оползневые уступы; ABC и CDE – оползневые террасы; FG – поверхность смятия (бугристо-западинная поверхность); А и С – бровки уступов; В и D – швы оползневых блоков; Н – урез воды в водоеме, реке; **б – схема строения склона оседания**

Поскольку оползни представляют собой с точки зрения хозяйственной деятельности человека явление отрицательное, они в инженерной геологии хорошо изучены и классифицируются очень подробно. Оползни различают по крутизне поверхности смещения: очень пологие - меньше 5° , пологие - $5-15^\circ$, крутые - $15-45^\circ$, очень крутые - более 45° ; по мощности сползших блоков: поверхностные - 1-2м, мелкие - до 5м, глубокие - до 20м, очень глубокие - более 20м; по отношению поверхности смещения к геологической структуре: консеквентные (наиболее распространенные) - поверхность смещения совпадает с каким-либо элементом геологической структуры, инсеквентные - поверхность смещения сечет геологические структуры, асеквентные - с криволинейной поверхностью смещения в однородных породах; по морфологии, положению на элементах рельефа и размерам сползших масс: циркообразные, фронтальные (вытянутые вдоль склона), глетчерообразные (вытянутые вниз по склону), ложкообразные (с цирком в верхней части и суженной горловиной в нижней), оползни-массивы (самые крупные), оползни-блоки, оползни-осовы и оползни срывы (самые мелкие); по возрасту и фазам развития: современные, привязанные к современным базисам эрозии и денудации и уровню подземных вод, зачаточные, движущиеся, остановившиеся, закончившие развитие, и древние, образовавшиеся при иных положениях базиса и уровня подземных вод; по сложности строения: простые одноярусные и сложные многоярусные; по повторяемости: первичные и вторичные (многократно смещавшиеся).

Оплывины (и оползни-потоки) представляют собой смещение избыточно увлажненных масс в пластичном или полужидком состоянии. Обычно развиваются только в рыхлых толщах или захватывают только склоновые отложения. От сходной по условиям зарождения и механизму движения солифлюксии оплывины отличаются гораздо большими размерами и одноактным катастрофическим характером.

Оседание склонов - явление, близкое к оползням, но развивающееся в плотных горных породах. Процесс заключается в откалывании крупных блоков коренных горных пород, слагающих склон, некотором их оседании и смещении вниз по склону. Развитию оседания особенно способствует наличие в основании склона горизонтов более пластичных горных пород, деформирующихся под тяжестью вышележащих более тяжелых, массивных плотных горных пород (рис.10,б).

Общими условиями, способствующими развитию оползней, оплывин и оседания, являются: а) достаточная крутизна склонов - не менее 10° (хотя оплывины могут развиваться на более пологих склонах); б) падение пластов горных пород в ту же сторону, что и склон; наличие двух систем трещин - вертикальной и падающей в сторону падения склона; в) наличие водоупора с падением в сторону падения склона; г) наличие значительного подземного стока по водоупору или просто к основанию склона при отсутствии водоупора.

Таким образом, общий характер склона и идущего на нем склонового процесса, прежде всего, зависит от крутизны первичного склона, степени обводненности, геологического строения и климата.

5.2.2. Основные закономерности развития склонов

Развитие склонов, несмотря на кажущуюся очевидность, является одной из самых спорных и неразработанных проблем геоморфологии. Вот уже десятки лет идет дискуссия по поводу того, как развиваются склоны - путем общего снижения и выполаживания (развитие «сверху», пенеппенизация) или путем параллельного самому себе отступления (развитие «сбоку», педиппенизация).

Как было показано еще В. Пенком, характер развития склонов, прежде всего, зависит от тектонического режима территории, определяющего степень устойчивости базисов денудации склонов. Принципиально по-разному развиваются склоны с неустойчивыми подвижными базисами, связанными с развивающейся эрозионной сетью, и независимыми от эрозионной сети автономными устойчивыми базисами.

5.2.2.1. Развитие склонов с неустойчивыми базисами денудации

В случае, если склон опирается на русло водотока, ведущего активную донную или боковую эрозию, на формирующуюся пойму, или находится в пределах, достижимых для морской или озерной абразии, и основание склона все время подрезается, а материал, сносимый со склона к его основанию, быстро удаляется, то развитие склона, в целом, отстает от быстрого врезания эрозионной формы или ее расширения, или подрезания абразией, что ведет к непрерывному опусканию или отступанию в сторону водораздела базиса денудации склона. В результате формируются крутой, в целом *выпуклый, неустойчивый* склон, выпуклый изгиб которого (т. Б на рис.8, II, а,б) постепенно движется вверх по склону. По сути дела, этот склон не является денудационным, а представляет собой, во всяком случае, в нижней, наиболее крутой части непрерывно омолаживающийся первичный эрозионный склон.

В случае, если скорость понижения базиса денудации склона при донной эрозии сети или скорость его отступления в результате боковой эрозии находится в равновесии со скоростью денудации склона, то общий профиль неустойчивого склона получается *ровный* (рис. 8, II,в,г).

Такое развитие склонов, в общем, характерно для фазы «восходящего» развития рельефа ($+T > \Delta$, Д; см. гл. 3.2.1) и наиболее ярко проявляется в горных странах и активизированных платформах при наличии хорошо развитой, густой эрозионной сети. Влияние климата на развитие склонов в этом случае минимально.

5.2.2.2. Развитие склонов с устойчивыми базисами денудации

В этом случае склон опирается на сформированную пойму, террасу, днище балки, выступ, сложенный устойчивыми против денудации породами, в общем, любой выложенный стабильный элемент рельефа.

Длительное устойчивое положение базиса денудации склона, независимого от эрозионной сети (автономного), ведет к тому, что развитие склонов определяется только склоновыми процессами, в результате чего формируются собственно денудационные склоны. Принципиальной является также возможность накопления в этом случае склоновых отложений у базиса денудации. Такое развитие склонов характерно для территорий, находящихся в фазе «нисходящего» развития рельефа (+Т<Д), конечным результатом которого является формирование денудационных поверхностей выравнивания.

В общем случае, за счет исходного первичного склона или молодого выпуклого неустойчивого формируется устойчивый, собственно денудационный склон с выработанным профилем равновесия. Это происходит в результате разрушения исходного склона в его верхней части, где формируется склон сноса, транзита продуктов разрушения через среднюю часть и накопления их в нижней части у базиса денудации, где в результате этого формируется склон накопления.

В развитии собственно денудационных склонов можно выделить две стадии, поразному проявляющиеся в различных климатических условиях.

Гумидный климат. На первой стадии относительно быстрого развития склона его профиль (профиль Вуда) состоит из четырех четко различающихся частей: *вершины* - верхней выположенной, плавно сочленяющейся с водоразделом части склона (АБ на рис.8, III,а), по которой идет медленное движение рыхлого материала; *уступа* (склона сноса) - наиболее крутой, разрушающейся части склона (БВ на рис.8, III,а); *обломочного склона* в составе верхней крутой части склона накопления (ВГ на рис.8, III,а), сложенной относительно более крупными по составу рыхлыми склоновыми отложениями - колювием, и нижней, более пологой, части склона накопления (ГД на рис.8, III,а), сложенной более мелкими по составу рыхлыми склоновыми отложениями (дефлюкцией, солифлюкцией, делювием), для обозначения которой употребляют термины *основание, пьедестал, педимент*. Уклоны обломочного склона и основания (пьедестала) определяются углами естественного откоса рыхлых отложений.

Попутно отметим, что фациальный переход более крупнозернистых склоновых отложений в более мелкозернистые (т. Г на рис.8, III,г, также рис.8, IV, т.0) часто является водоупором для грунтовых вод, фильтрующихся через вышележащие склоновые отложения и коренные породы, слагающие склон. Поэтому к линии перегиба от более крутого обломочного склона к более пологому основанию могут быть приурочены источники подземных вод, в том числе и восходящие в случае значительного напора этих вод (артезианские склоны). Некоторые авторы (Воскресенский С.С.) придают решающее значение в развитии склонов положению уровня грунтовых вод, выход которых на поверхности склона определяет, по их мнению, положение точки максимальной вогнутости склона (т. В и Г на рис.8, III,а), поскольку угол естественного откоса уменьшается по мере увеличения увлажненности склоновых отложений.

В процессе развития склона его наиболее крутая часть (уступ) отступает параллельно самому себе в сторону водораздела, постепенно уменьшаясь по высоте вплоть до почти полного исчезновения за счет роста обломочного склона и основания, вершины которых (т.В и Г на рис.8, III,а) движутся вверх по склону до тех пор, пока количество материала, поступающего на обломочный склон с уступа, не уравнивается с количеством материала, удаляемого с обломочного склона на основание.

С этого момента развитие склона резко замедляется и начинается вторая стадия развития, заключающаяся в медленном движении рыхлого материала вниз по склону, в результате чего вершина и уступ выполаживаются и теряют высоту, а нижняя выположенная часть (пьедестал, основание) расширяется вверх по склону, поглощая и погребая под собой более крутой обломочный склон, вплоть до достижения минималь-

ных значений уклонов и высоты склона, при которых движение рыхлого материала практически прекращается.

Таким образом, через некоторое время на месте бывшего более крутого и высокого исходного первичного или неустойчивого склона формируется конечный денудационный, более пологий и низкий *устойчивый склон с выработанным выпукловогнутым профилем равновесия* (А₄-Б₄-Г₄-Д₄ на рис.8,III).

Последовательность изменения геометрии развивающегося денудационного склона продемонстрирована на рис.8, III и обозначена цифрами от 1 до 4. Важно подчеркнуть, что снижаясь и выполаживаясь, по мере своего развития, склон не меняет своего положения (не движется) в латеральном (горизонтальном) направлении. Именно поэтому такое развитие иногда называют развитием «сверху». Отметим также, что в своем развитии склон меняет свой характер от склона гравитационного сноса и накопления в самом начале первой стадии, через гравитационно-дефлюкционный (гравитационно-солифлюкционный) склон к склону дефлюкционного накопления в конце второй стадии развития, причем относительно высокие и крутые исходные склоны длительное время находятся в первой стадии развития, тогда как более низкие и пологие склоны почти сразу покрываются сплошным покровом склоновых отложений, движущихся вниз преимущественно путем дефлюкции, и процесс своего развития начинают сразу со второй стадии, которую В.М. Девис считал главной в процессе общей пенеппенизации рельефа (см. гл. 3.3.2).

Аридный климат. Иначе развиваются склоны в засушливых областях с максимальным проявлением физического температурного выветривания и плоскостного смыва. В этих условиях накапливающиеся у основания крутого склона коллювиальные щебенистые осыпи быстро измельчаются выветриванием до дресвы и супеси и удаляются плоскостным смывом и ветром. Поэтому не происходит или почти не происходит массового накопления рыхлого материала в нижней части склона и формирование пологого склона накопления. В результате верхняя крутая часть склона (уступ, склон сноса) долгое время не теряет высоты и, разрушаясь, отступает параллельно самой себе в горизонтальном направлении в сторону водораздела (развитие «сбоку»), а в нижней части склона от базиса денудации в сторону водораздела разрастается пологонаклоненная площадка, почти лишенная склоновых отложений или с маломощным делювиальным покровом – *педимент*. В результате формируется *устойчивый склон с выработанным вогнутым профилем* (А_nБ_nВ_nГ_nД_n на рис.8,III,б).

Рассматриваемый процесс развития склонов составляет сущность *педипланиации*, ведущей к формированию педиленов (см. гл. 3.3.2). В процессе формирования последних противоположные склоны водоразделов, отступая от базисов денудации, в конечном счете пересекутся, образовав на месте бывших водоразделов окруженные широкими педиментами островные денудационные останцы, дальнейшая денудация которых резко замедляется и идет путем снижения высоты и выполаживания, т. е. путем пенеппенизации.

Противники педипленизации отрицают возможность удаления материала от подошвы развивающегося склона и с педимента плоскостным смывом. Но, тем не менее, именно в области засушливого климата наблюдается наиболее четко развитые, достаточно широкие педименты. Возможно, значительную роль в удалении рыхлого материала играет и ветер.

Педипланиация четко проявляется также в гольцовой зоне гор и тундре, где морозно-нивальное разрушение крутых стенок снежных забоев ведет к их быстрому отступанию параллельно самим себе, а солифлюкция и конжелифлюкция также быстро удаляют рыхлый материал от подножия снежных забоев. В результате формируются нивально-солифлюкционные педименты, гольцовые террасы (см. также гл. 5.4.4 и рис. 30).

Рассмотренное выше влияние климата на характер склонового процесса, склоновых отложений и все развитие склона проявляется не только в региональном плане, но зачастую видно на соседних склонах в зависимости от их экспозиции по отношению к Солнцу и господствующим ветрам. Наиболее показательны в этом отношении склоны

засушливых областей распространения лесостепи, где наблюдается четкая микроклиматическая асимметрия склонов – на обращенных к югу выжженных Солнцем открытых склонах идет делювиальный процесс, тогда как на противоположных, получающих меньше тепла и, соответственно, сильнее увлажненных склонах, покрытых растительностью, идет дефлюкция.

5.2.2.3. Развитие сложных террасированных склонов

Такие склоны могут иметь двойное происхождение. Во-первых, ступенчатость склона может быть результатом неоднородности геологического строения, выявленной селективностью денудации (склоны столовых гор, плато), во-вторых, она может быть результатом полицикличности развития склона, представляя собой разновидность *ярусности*, например, эрозионно-денудационные врезы на склонах гор (см. гл. 6.1.4.3).

Развитие террасированных склонов подчиняется всем вышерассмотренным закономерностям с той разницей, что каждый выположенный участок такого склона является местным, автономным базисом денудации для всей вышележащей части склона. Склон разбивается на участки, развивающиеся какое-то время независимо друг от друга. Естественно, что самый нижний из базисов денудации склона является общим главным, и в конечном итоге все развитие склона сведется к развитию по одной из указанных климатических схем применительно к положению этого общего базиса.

5.2.2.4. Развитие оползневых склонов, склонов оплывания и оседания

Развитие этих склонов заключается в катастрофическом перемещении крупных масс по склонам в результате нарушения гравитационного равновесия склонов.

В развитии рассматриваемых процессов выделяется несколько стадий. На стадии подготовки процессов в силу ряда причин (см. ниже) уменьшается коэффициент устойчивости склона и в слагающих его породах нарастают деформации, предшествующие основному движению (возникновение трещин, поверхностей скольжения, микроподвижки рыхлого материала и отдельных небольших блоков). В главную стадию за короткий срок происходит основное перемещение и восстанавливается общее равновесие склона. В стадию вторичных смещений происходит уплотнение разрыхленных масс и дополнительные перемещения отдельных небольших блоков, пришедших в неустойчивое положение в результате основных движений (восстановление локальных равновесий). В стадию устойчивости (стабильности) прекращаются всякие деформации. В случае неоднократности повторения процесса стадия устойчивости может отсутствовать.

5.2.3. Общие причины нарушения равновесия склонов

Причинами, ведущими к возобновлению и ускорению склоновых процессов, являются: а) суффозия и карстовая деятельность подземных вод; б) подрезание склона донной и боковой эрозией или абразией, или в результате строительства дорог, выемок и т.д.; в) увеличение инфильтрационного давления на нижнюю часть склона подземными водами в результате сезонного или многолетнего увеличения влажности и, соответственно, увеличения коэффициента подземного стока; г) уничтожение растительности на склоне; д) увеличение нагрузки на верхнюю часть склона в результате накопления льда или строительства сооружений; е) землетрясения или мощные взрывы.

5.3. ЭРОЗИОННАЯ СЕТЬ И ЕЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Флювиальная морфоскульптура)

Эрозионная сеть – совокупность эрозионных форм: – долин, логов, оврагов, созданных деятельностью линейных (русловых) водотоков. Эрозионная сеть является

важнейшим элементом рельефа суши. Практически на суше нет ландшафтов (за исключением аккумулятивных эоловых песчаных равнин и покровных ледников), в той или иной степени не затронутых деятельностью линейных водотоков, а в большинстве случаев именно овражно-долинная сеть является главной составляющей рельефа, определяющей его внешний вид (морфологию и морфометрию).

Подчеркнем также важность эрозионной сети как главной транспортной системы, по которой подавляющее количество продуктов денудации переносится с суши в Мировой океан.

Наконец, отметим, что с процессами переноса и отложения линейными водотоками рыхлого материала – пролювия и аллювия связано формирование россыпных месторождений.

5.3.1. Основной закон деятельности линейных водотоков; продольные и поперечные профили эрозионных форм как показатели стадии их развития в течение эрозионного цикла (морфоцикла)

Деятельность любого линейного руслового потока все время направлена на выработку *продольного профиля динамического равновесия* (в дальнейшем ППДР) применительно к существующему в данный момент положению базиса эрозии, т.е. такого профиля, в любой точке которого устанавливается динамическое равновесие между энергией водотока, количеством переносимого рыхлого материала и сопротивляемостью пород дна размыву. Выработка такого профиля составляет суть *эрозионного цикла* (морфоцикла – см. гл. 3.3.1) развития эрозионной формы. Последовательное закономерное изменение морфологии и морфометрии эрозионной формы, изменение характера осадконакопления в ней, состава и строения откладываемого материала, позволяет различать в составе цикла *юную, молодую и зрелую* стадии развития эрозионной формы.

Главным показателем стадии развития эрозионной формы является ее продольный профиль. В теоретической геоморфологии существуют математические формулы для точного определения соотношений между уклоном русла и, следовательно, скоростью течения, массой воды и загруженностью ее переносимым обломочным материалом, позволяющие определить, какую именно деятельность должен вести водоток в каждой конкретной точке дна русла – эрозионную или аккумулятивную. В попеременном чередовании во времени и вдоль русла этих двух видов деятельности любого водотока и состоит суть выработки ППДР и возможность оценки степени приближения реального профиля водотока к его ППДР.

Задачи нашего пособия и его объем не позволяют более подробно разобрать эти сложные вопросы. Поэтому ограничимся разделением реальных продольных профилей водотоков на *невыработанные и выработанные*. По мере прохождения эрозионного цикла (морфоцикла) развития лога или долины от юной стадии к зрелой невыработанный исходный продольный профиль, имеющий любую, чаще всего ступенчатую форму, трансформируется в выработанный профиль динамического равновесия – вогнутую параболическую кривую с уклоном, возрастающим от базиса эрозии к верховьям (рис. 11,А)

Поперечные профили эрозионных форм (рис.11,Б,а-ж) отражают соотношение эрозионной (преобладание донной или боковой эрозии) и аккумулятивной деятельности водотока, с одной стороны, и скорости денудационного развития склонов, – с другой.

У юных (по стадии морфоцикла) эрозионных форм с совершенно невыработанными продольными профилями, в которых почти вся энергия водотока расходуется на донную эрозию, а денудационное развитие склонов резко отстает от скорости углубления эрозионной формы, формируются глубокие, узкие (ширина поперечного профиля по верху меньше его глубины – рис.11,б), крутосклонные, вплоть до вертикальных, поперечные профили, а в случае, когда денудационное развитие склонов успевает их в той или

иной степени выполаживать, - V – образные (рис. 11,Б, б и в). В описанных профилях плоское дно эрозионной формы практически отсутствует, будучи занято руслом.

По мере перехода к молодой стадии морфоцикла развития эрозионных форм, характеризующейся замедлением донной эрозии и повышением роли боковой, их дно расширяется и формируются в начале узкие (ширина и глубина сопоставимы между собой) *ящикообразные* поперечные профили с плоским дном, постепенно расширяющиеся по мере возрастания роли боковой эрозии (рис. 11,Б,д). У небольших эрози-

Рис. 11,А – Продольные профили эрозионных форм:
а – невыработанный, б – выработанный, близкий к ППДР

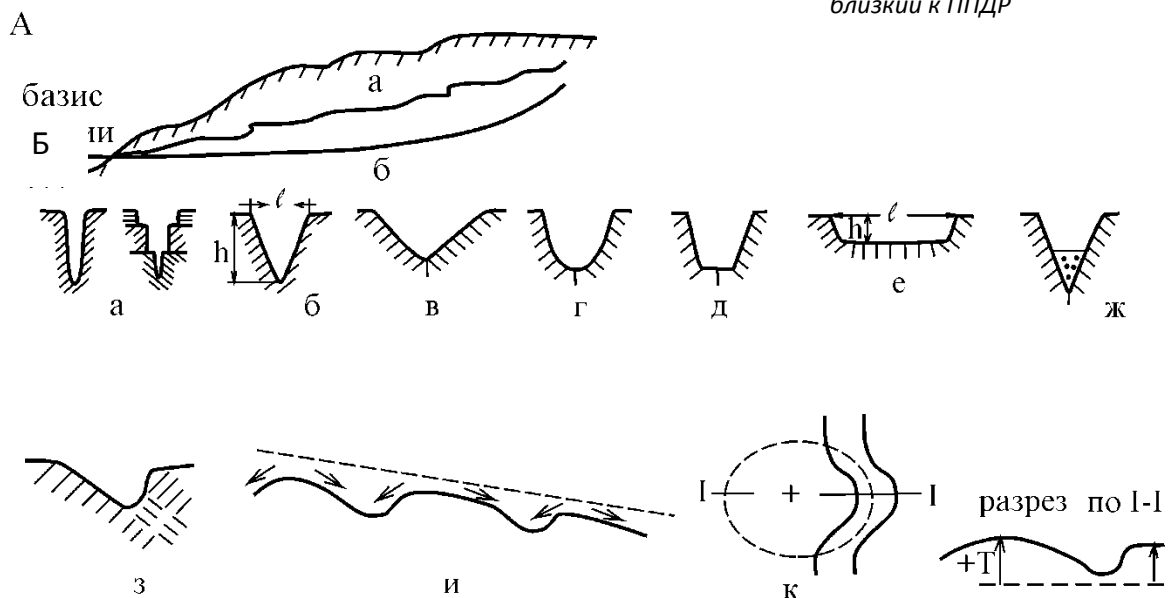


Рис. 11,Б. Поперечные профили эрозионных форм и причины их асимметрии:
а – щель и каньон; б, в – V-образные; г – U-образный; д, е – ящикообразные; а, б, д – глубокие, узкие ($h > l$); в, е – широкие, мелкие ($l > h$); ж – формирование ящикообразного профиля за счет агградации V-образного; з, и, к – различные случаи развития асимметрии поперечных профилей (объяснения в тексте)

ных форм, созданных временными водотоками (например, при превращении зрелого оврага в балку), переход V-образного профиля в ящикообразный совершается только за счет занесения дна эрозионной формы пролювием* (рис. 11,Б,ж).

Наконец, на заключительной стадии эрозионного морфоцикла в результате расширения боковой эрозией (при практически полном отсутствии донной) и заполнения аллювием формируются зрелые долины с широким и мелким (ширина \gg глубины – рис. 11,Б,е) ящикообразным поперечным профилем.

5.3.2. Эрозионные формы, созданные временными русловыми водотоками, и пролювиальные отложения

Временные водотоки путем преимущественно донной эрозии создают эрозионные формы, представленные оврагами на равнинах, сухими логовами и сухими долинами - в горах. Весь обломочный материал, переносимый и откладываемый временными водотоками, составляет генетический тип – *пролювий*.

Условия формирования равнинных оврагов и горных сухих логов и долин, состав и строение равнинного и горного пролювия отличаются настолько сильно, что должны быть рассмотрены по отдельности.

5.3.2.1. Овраги равнин

Овраги и балки (суходолы) являются эрозионными формами рельефа, созданными временными водотоками на равнинных и холмистых ландшафтах. Интенсивному развитию оврагов способствует наличие достаточно мощных рыхлых отложений,

* Распространенной ошибкой, к сожалению, встречающейся и в литературе, является мнение о возможности значительной боковой эрозии в оврагах, балках и сухих логах, созданных временными водотоками. Боковую эрозию, способную кардинально расширить эрозионные формы, могут вести только постоянные водотоки, когда они заметно извиваются в плане вплоть до меандрирования. ливневой характер осадков, отсутствие сплошного растительного покрова. Поэтому наиболее интенсивно овраги развиваются в степной и полупустынной зонах.

Развитие оврагов укладывается в известный генетический ряд В.В. Докучаева: эрозионная рывина → молодой овраг с невыработанным продольным профилем → зрелый овраг с выработанным ППДР → молодая долина или балка.

Молодые овраги отличаются резкой выраженностью вершинного перепада (уступа), полной открытостью склонов и их четкими бровками, строго V-образным поперечным профилем практически без плоского дна. У зрелых оврагов вершинный перепад и бровки сглаживаются, склоны начинают закрываться растительностью, а дно начинает затягиваться *овражным пролювием* и становится плоским, хотя и узким. Овраг переходит в балку или суходол.

Состав овражного пролювия, поскольку равнинные овраги развиваются в легко-размываемых рыхлых мелкоземистых толщах, всегда суглинисто-супесчаный почти без крупнообломочной фракции.

Первичные овраги закладываются на участках перехода площадного стока в линейный - *ложбинах стока, лощинах* и других слабовыраженных первичных отрицательных неровностях склонов. Оврагообразование может повторяться неоднократно по одному и тому же тальвегу. Образующиеся при этом *вторичные* овраги наследуют более древнюю, затянутую делювием сеть балок и подразделяются на *донные или вложенные*, наследующие тальвеги балок, и *береговые*, осложняющие склоны древних балок и долин.

Глубина вреза оврагов определяется высотным положением его базиса эрозии. Рост оврага вверх по склону в результате пятащейся эрозии прекращается, когда наступает равновесие между сопротивлением размыву пород, слагающих вершинный перепад, и силой воды, собирающейся в вершину оврага, количество которой сокращается по мере удлинения оврага в сторону водораздела. Таким образом, густота овражного расчленения территории обычно имеет некоторые пределы.

Обычно вынесенный из оврага рыхлый материал в силу своей мелкоземистости не задерживается и уносится дальше, а если накапливается, то в устье оврага на уровне его базиса эрозии формируется слабовыраженная (в отличие от аналогичных горных форм) в рельефе аккумулятивная форма - *конус выноса*, сложенный овражным пролювием. Формирование конуса выноса постепенно приподнимает базис эрозии оврага и способствует ускорению «созревания» оврага благодаря более быстрому выколаживанию продольного профиля и, следовательно, затягиванию дна оврага овражным пролювием.

5.3.2.2. Сухие долины и лога гор; пролювиальные конусы выноса, селевые отложения

В горных странах эрозионные формы, создаваемые временными водотоками (сухие лога, сухие долины, саи, пади, урочища), имеют на порядок большие размеры, чем овраги равнин и характеризуются четкой морфологической выраженностью составляющих элементов: а) верхового водосборного цирка; б) почти лишнего наносов прямолинейного канала стока всегда с невыработанным (в отличие от зрелых оврагов и балок равнин) продольным профилем; в) конуса выноса, сложенного средне- и грубообломочным пролювием, поскольку эти эрозионные формы врезаются не только в рыхлые породы, но чаще, и в коренные скальные.

Верховые водосборные цирки представляют собой воронкообразные углубления в горных склонах диаметром от десятков метров до нескольких км. На верхних частях склонов цирков идут склоновые процессы: солифлюкция и конжелифлюкция (движение курумов) вблизи снеговой линии и дефлюкция - в более теплых условиях. В нижних частях склонов цирков, по мере увеличения степени обводненности (свойство любой воронки), вода начинает концентрироваться в многочисленные эфемерные временные русла и чисто склоновый дефлюкционный процесс переходит в делювиально-пролювиальный. На выходе из цирков мелкие временные русла сливаются и дают начало каналу стока – собственно сухому логу или сухой долине.

Поперечные профили сухих логов и долин временных водотоков меняются от четко V - образных у молодых форм, водотоки которых ведут активную донную эрозию, до узких ящикообразных (рис. 11,Б,д) у форм, приближающихся к зрелой стадии, дно которых выполнено пролювием.

Горный пролювий может быть сложен самым разнообразным по размерам материалом (от мелкоземистого до валунов и глыб), но всегда проявляет признаки отложения из водного потока. Этим он похож на аллювий,* соответствуя, в целом, русловой фации последнего. От аллювия он отличается, во-первых, меньшей степенью сортировки – от почти полного ее отсутствия до разделения на две фации: стржевую грубообломочную и грубокосослоистую и менее крупнообломочную с более правильной косой слоистостью фацию боковых субпотоков. Характерно струйчатое переплетение фациальных лент как в плане, так и в разрезах пролювия. Во-вторых, горный пролювий, по сравнению с аллювием, в целом, обладает меньшей степенью окатанности – от почти неокатанного до угловатоокатанного и не более.

Для наиболее крупных потоков, приближающихся по режиму к постоянным водотокам, состав и строение пролювия практически не отличимо от состава и строения горного аллювия в стадии динамической поймы (см. гл. 5.3.3.1).

Характерной формой накопления пролювия (образно выражаясь, его «визитной карточкой») являются четко морфологически выраженные пролювиальные *конусы выноса* на выходах логов в более крупные лога и долины и на выходах последних на предгорные равнины. Небольшие по размерам, площадью не более первых тысяч м², конусы выноса из логов, длина которых не более нескольких км, из-за быстрого падения скорости потока на выходе из лога, сложены довольно беспорядочной смесью обломочного материала, уменьшающегося в размерах от вершины конуса к его периферии. В конусах выноса площадью, исчисляемой км² и более, на выходе из крупных логов длиной до десятков км наблюдается строение, сходное со строением сухих дельт (см. рис 13), но без внешней застойно-водной зоны «В».

Конусы выноса, сливаясь вдоль резко выраженных подножий гор, формируют *предгорные пролювиальные шлейфы*, а в сочетании с сухими дельтами – *предгорные наклонные пролювиально-аллювиальные аккумулятивные равнины*.

Особую разновидность пролювия представляют селевые отложения. Отличие селевого процесса - катастрофический водно-грязекаменный поток с преобладанием твердой фазы над жидкой – от обычного временного водотока, и соответственно, селевых отложений от вышеописанного пролювия настолько велико, что эти отложения, рассматривающиеся традиционно как фация пролювия, в некоторых современных классификациях уже выделяются в генетический подтип или даже самостоятельный генетический тип рыхлых континентальных отложений, занимающий в общей систематике генетических типов место между склоновыми отложениями и отложениями водных потоков, представленных пролювием и аллювием.

Различают две разновидности (фации) селевых отложений: отложения *связанных селей* и *несвязанных*.

Связанные сели движутся как единая масса, как бы без подразделения на жидкий носитель и взвешенный обломочный материал. В их возникновении, очевидно, (предположение автора) главную роль играет мгновенный тиксотропический переход предельно увлажненной, но еще «твердой» массы рыхлых отложений на склонах водосборного цирка в «жидкое» подвижное состояние в результате механической встря-

ки - землетрясения или крупного горного обвала по соседству. Обратный процесс мгновенного тиксотропического перехода «жидкой» массы в «твердую» происходит в остановившемся селе. Соответственно, отложения связанных селей представлены совершенно несортированным и неокатанным материалом любой размерности. Эти отложения практически неотличимы от морен. На выходе из канала стока связанный

* Следует заметить, что отложения, описываемые в нашей литературе как пролювий, зарубежными геологами рассматриваются как разновидность аллювия.

селе образует накопления в виде вала, вытянутого строго по направлению канала стока и совершенно не растекающегося в стороны (как это происходит с обычным пролювием в конусе выноса) вследствие своей связанности.

Несвязанные сели по своим свойствам ближе к обычным пролювиальным потокам, отличаясь от них гораздо большей загруженностью обломочным материалом. Соответственно, отложения несвязанных селей ближе по составу и строению к нормативному пролювию, отличаясь от последнего заметным градационным строением (как следствие более раннего и более быстрого погружения вниз крупных обломков по сравнению с мелкими из останавливающегося водно-грязекаменного потока) и меньшей выраженностью ленточного и косослоистого строения.

5.3.3. Долины и аллювиальные отложения

Долины – линейные отрицательные (выработанные) сложные формы рельефа, созданные донной и боковой эрозией, осуществляемой постоянными водотоками. Подавляющее большинство долин – чисто эрозионные формы, но в некоторых случаях они закладываются по понижениям иного происхождения – тектонического, ледникового, эолового, карстового.

Аллювий – весь рыхлый материал, переносимый и откладываемый в долинах постоянными водотоками.

Морфологический тип долины и тип ее аллювия в общем случае (без деталей, рассмотренных в этой главе) зависит от положения ее на главнейших видах геоморфологических ландшафтов, тектонического режима территории, стадии морфоцикла и, в меньшей степени, климата.

Поэтому различают долины и типы аллювия *равнинных рек, горных рек и равнинных рек ледникового* питания. Тектонический режим и стадия морфоцикла отражены в выделении динамических типов (фаз) аллювия: *инстративный* – выстилаемый, формирующийся в условиях слабого тектонического поднятия и незначительного преобладания донной эрозии над боковой; *перстративный* – перестилаемый, формирующийся в условиях тектонического покоя, прекращения донной эрозии и накопления нормального аллювия; и *констративный* – настилаемый, формирующийся в условиях медленного тектонического опускания и заполнения долины аллювием (агградация). Динамический принцип – по конкретной гидродинамической обстановке накопления аллювия в пределах единого водотока – положен также в основу традиционного подразделения аллювия на фации (или группы фаций): *русловую, пойменную и старичную*.

5.3.3.1. Горные долины

На юной стадии горные долины и их участки представлены теснинами, каньонами и ущельями с крутыми, вплоть до отвесных, скальными склонами и руслом, изобилующим порогами и перекатами. Для юных долин характерна также прямолинейность, все дно занято руслом, верховья таких долин – закрытые.

Молодая стадия развития долин горных рек характеризуется замедлением донной эрозии. Все дно русла, кроме явных порогов и перекатов, начинает выстилаться русловым аллювием в *инстративной* (выстилающей) фазе. Для этого аллювия характерна малая мощность и монотонный грубообломочный глыбово-галечный состав. В расположении обломков видна четкая ориентировка по отношению к направлению те-

чения - все гальки длинными осями вытянуты вдоль течения и наклонены вниз по течению, плоские гальки при этом лежат как черепицы на крыше. Кроме того, на этой стадии реки начинают вести заметную боковую эрозию, что приводит к принципиально новому явлению: в результате попеременного подмыва руслом берегов долина начинает извиваться в плане и русло разбивается на изогнутые отрезки – *излучины* или *плесы*, на вогнутых крутых берегах которых идет интенсивная боковая эрозия, а на противоположных выпуклых более пологих берегах начинают формироваться *зачаточные прирусловые отмели*, сложенные более мелкообломочным аллювием по сравнению с грубообломочной подфацией *стрежевого* аллювия, формирующегося по наиболее быстротекущей части водотока.

Таким образом, на плесах поперечные профили и русла и самой долины становятся резко асимметричными. Второстепенные струи водотока в этом случае, отделившись от стрежня, вращаются в поперечном сечении водотока так, что способствуют выносу на прирусловую отмель более мелкого аллювия (рис.12 и разрез по АА).

Плесы соединяются более прямолинейными участками – *перекатами*, на которых сохраняется более крутое падение русла с порогами и водопадами и симметричный поперечный профиль. При достаточной глубине перекатов (что, впрочем более характерно для следующей зрелой стадии развития долины) течение в них образует два вращающихся навстречу друг другу кольца, придонные части которых направлены от стрежня к берегу, что способствует отбрасыванию более мелкообломочного материала к берегам (рис. 12 и разрез по Б-Б).

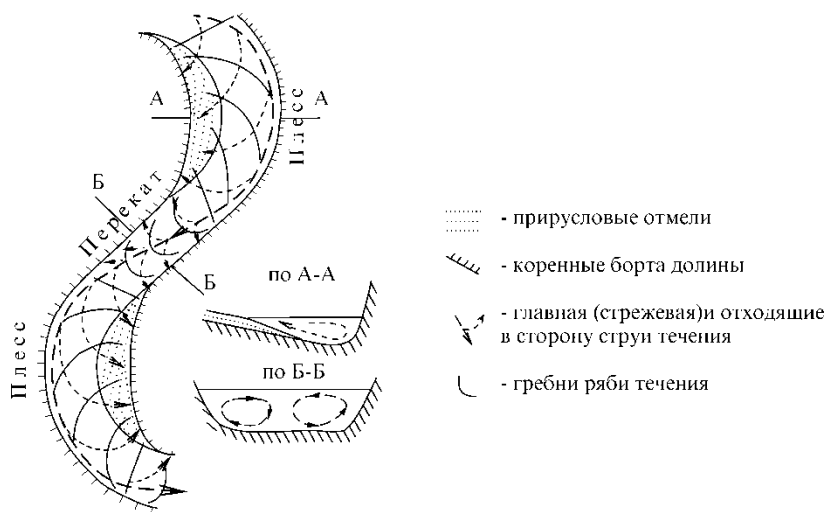


Рис. 12. Гидродинамика реки на стадии молодости

Горные долины практически не достигают полной зрелости, непрерывно омолаживаясь. Переход от стадии молодости к стадии зрелости характеризуется появлением в них *динамической* поймы, часто цокольной (коренное основание поймы располагается выше уреза воды в русле), перестраивающейся после каждого аномально мощного паводка.

Эти перестройки заключаются в перемене положения основного русла и изменении мест формирования зачаточной пойменной фации, которая, в силу еще небольшой разницы в скорости русловой и паводковой воды, отличается от русловой фаций несколько меньшими размерами обломочного материала (например галечник в русле и песчано-гравийные отложения в пойме), сохраняя при этом косую слоистость. В местах наибольшего затишья - второстепенные побочные русла с ослабленным течением - среди отложений динамической поймы может появиться и мелкоземистый суглинистый пойменный наилкок. По границам русловых и пойменных отложений в горной динамической пойме четко выделяются *прирусловые валы*, представляющие собой скопления обломочного материала с размерностью, промежуточной между русловой и пойменной фациями, с нарушенной ориентировкой обломков. Своим образованием прирусловые валы обязаны массовым сгужением обломочного материала в местах заметного падения скорости потока воды при выходе ее из русла на пойму во время паводка. Поэтому прирусловые валы имеют асимметричное строение - их обращен-

ный к руслу склон более крутой и сложен более крупным материалом. Форма, размеры и местоположение прирусловых валов также меняются после каждого аномально мощного паводка.

Русловая фация на стадии динамической поймы продолжает оставаться в целом такой же, как описано выше. Иногда в ее составе в местах хорошего промывания аллювия проявляется своеобразная и характерная подфация *отмостки и самоотмостки*, когда дно русла выстилается (как бы вымощено) подогнанными друг к другу крупными гальками и валунами, из промежутков между которыми весь более мелкий материал вымыт. В целом, окатанность руслового аллювия горных рек на стадии формирования динамической поймы выше, чем на юной стадии и чем у пролювия — от угловатоокатанного до хорошо окатанного.

Еще одной особенностью аллювия горных рек на стадии динамической поймы (отсутствующей у равнинных рек) является наличие в нем *фации перемычек*, представляющей собой крупные линзы аллювия, ориентированные поперек долины. Одна линза - *подфация подпруживания* - располагается сразу выше (по течению) естественных пережимов долины. Во время паводков в этих местах течение замедляется, а по

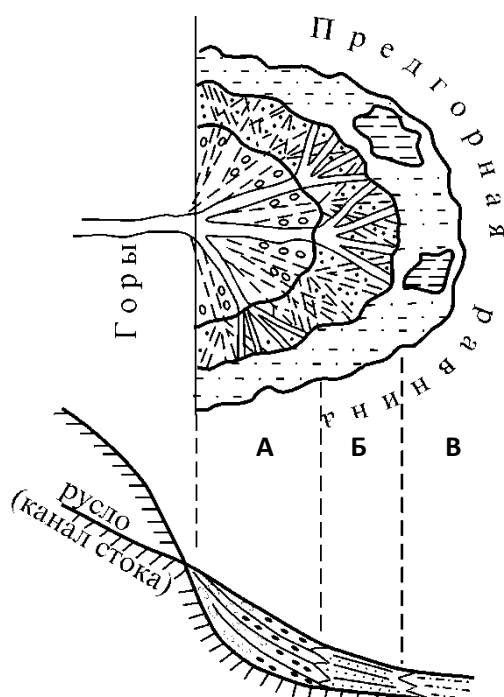


Рис. 13. Строение сухой дельты:

А – внутренняя потоковая зона и фация (грубообломочная); Б – веерная зона и фация (песчаная); В – внешняя застойно-водная зона и фация с подфацией временных озер

бокам и вовсе приостанавливается или даже меняется на противоположное, и следовательно, идет массовое выпадение обломочного материала, приобретающего градационную слоистость. Другая линза - *подфация природных экранов* (по мнению автора, ее лучше назвать «заэкранной» или «запреградной») - располагается в местах затишья и заводях сразу ниже перемычки, где накапливается более мелкий материал, вплоть до суглинистого.

На выходах горных рек на предгорные равнины, особенно в условиях резкого перехода от гор к равнине и в аридном климате, когда постоянный в горах водоток сразу по выходу из гор за счет испарения и фильтрации в собственные отложения быстро исчезает, формируются характерные аккумулятивные формы - *сухие* или *наземные дельты*, по сути дела представляющие собой гигантские конусы выноса со сложным внутренним строением. Слагающий их материал с равным основанием может считаться и аллювиом и пролювиом (см. гл. 5.3.2.2)

В строении сухой дельты (рис. 13) выделяется три зоны.

Самая верхняя, ближняя к горам, **потоковая зона** сложена наиболее грубым валунно-галечным русловым аллювиом (потоковая фация), откладывающимся из двух-трех основных русел постоянных, но меняющих свое положение

на сухой дельте после каждого крупного паводка. Эта часть сухой дельты имеет максимальный уклон, достигающий нескольких градусов.

По периферии потоковой зоны располагается **веерная зона**, в пределах которой основные русла дробятся на множество мелких русел и рукавов, то постоянных, то пересыхающих, непрерывно меняющих свое положение. Эта зона сложена веерной фацией, представленной косослоистыми русловыми и горизонтальнослоистыми междурусловыми песками и супесями; последние могут иметь лессовидный облик. Для отложенной потоковой и веерной зон часто употребляют термин *фангломераты*, чем подчеркивается их веерное строение («фан» – веер).

С внешней стороны веерной зоны располагается наиболее обводненная **застойно-водная зона**, поверхность которой уже почти не отличается по уклону от прилегающей равнины. Зона сложена неясногоризонтальнослоистыми и пологонаклонно-слоистыми суглинками, откладывающимися из распластывающихся по поверхности исчезающих водотоков. Периодически в пределах этой зоны возникают временные мелкие озера и заболоченные солончаки, в которых накапливаются озерные глины, мергели и загипсованные такырные глины.

Не лишне отметить, что границы зон являются довольно резко выраженными фациальными переходами, а потому - водупорами для подземных вод, фильтрующихся из горной долины в сухую дельту. Поэтому вдоль этих границ часто располагаются восходящие источники подземных вод.

5.3.3.2. Долины и аллювий равнинных рек

У долин равнинных стран юная и даже молодая стадии выражены слабо в силу незначительности неотектонических поднятий и долины быстро начинают развиваться как зрелые.

Переход от молодой стадии развития к зрелой у долин равнинных рек знаменуется тем, что по мере расширения долины боковой эрозией при постепенном увеличении извилистости русла наступает момент, когда скорость паводковой воды, затапливающей наиболее удаленную от русла и высокую часть прирусловой отмели, начинает заметно отличаться от скорости воды в русле и из этой медленно текущей воды на аллювий прирусловой отмели начинает откладываться на порядок более мелкий материал – *пойменный наил*. Начинается формирование *поймы* – начало стадии зрелости долины.

Почти полное прекращение донной эрозии в связи с приближением к состоянию динамического равновесия и продолжающееся расширение долины боковой эрозией приводит к образованию зрелых долин с меандрирующим руслом и сформированной высокой поймой, сложенной двучленным аллювием нормальной мощности. Ширина поймы может в 15-20 раз превышать ширину русла. Верховья таких долин уже, как правило, полуоткрытые.

В этом состоянии долина может пребывать неопределенно долго, пока не начнется следующий эрозионный морфоцикл. Река за счет последовательного смещения меандр вниз по долине неоднократно размывает собственную пойму и формирует новую. Верховья долины становятся полностью открытыми. В случае же постепенного падения расхода реки и снижения скорости начнется деградация долины и переход ее в стадию старости – заиливание русла, заболачивание заводей и, в конечном итоге, превращение реки в цепочку проточных озер

В поперечном сечении средней части зрелой долины (равнинной реки) в общем случае можно выделить следующие основные элементы: *коренные борта и дно* (плотик); террасы; русло и его элементы - собственно русло, подразделяющееся на плесы, перекаты, осложненные подвижными русловыми валами, острова, осередки, прирусловые косы и отмели; пойму и ее элементы - береговые (прирусловые) валы, пойменные гривы, центральную вогнутую пойму, притеррасное (присклоновое) понижение (рис.14).

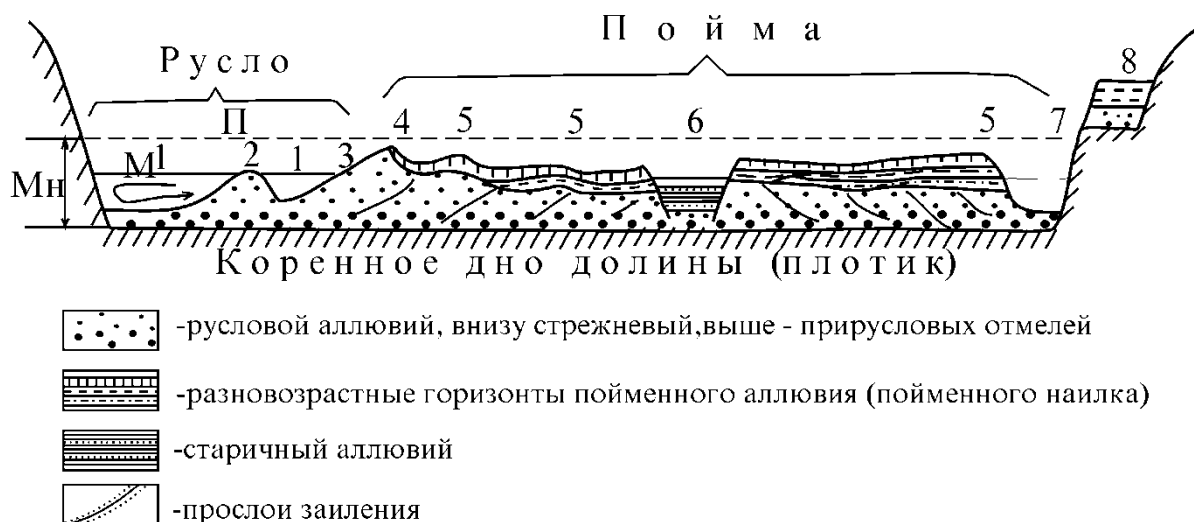


Рис. 14. Схема строения зрелой долины в поперечном сечении:

1 – собственно русло; 2 – островок, осередок; 3 – прирусловая отмель; 4 – прирусловый вал; 5 – пойменные гривы; 6 – старица; 7 – присклоновое (притеррасное) понижение; 8 – терраса; М – меженный уровень; П – паводковый уровень; Мн – нормальная мощность аллювия

Поймы зрелых долин по расположению в плане относительно русла бывают *двусторонние* и *односторонние*, а по расположению перечисленных выше элементов поймы (главным образом, прирусловых валов) - *сегментные*, *обвалованные*, *параллельно-гривистые*. Наиболее распространены сегментные поймы с характерным верным расположением всех элементов, отражающим процесс наращивания поймы при смещении меандр. Обвалованные поймы формируются на участках долин со спрямленным руслом, когда прирусловые валы вытягиваются в один ряд, образуя естественные дамбы, в которых реки иногда текут на более высоком уровне, чем поверхность центральной поймы. При тенденции русла к смещению в одну сторону из обвалованных пойм могут формироваться параллельно-гривистые. На участках заметного выполаживания продольного профиля русла (например, при выходе реки со склона сводового поднятия в пределы прогиба или в верхней части дельты) в результате массовой аккумуляции происходит бифуркация русел и формируется *фуркационная* пойма, представляющая собой систему рукавов и островов, перестраивающаяся после каждого крупного паводка.

Чрезвычайно показательна картина изменения характера поймы крупной долины в полосе перехода от гор к равнине: динамическая пойма в пределах горной долины на выходе из гор сменяется фуркационной и далее уже в пределах равнины формируется сегментная пойма с меандрирующим руслом (рис. 15).

Аллювий зрелой долины равнинной реки четко делится на *русловую*, *пойменную* и *старичную* фации.

Русловая фация у полностью равнинных рек чаще всего сложена песками. У долин рек, истоки которых находятся в горах или реки и их притоки вскрывают скальные коренные породы, русловая фация может быть представлена гравием и галечниками, которые могут спускаться вниз по долине на десятки и даже первые сотни км. Русловый аллювий - четко косослоистый (тип: косая слоистость течения). Наклон слоев в косых сериях ориентирован вниз по течению и тем круче, чем быстрее поток. Поверхностным выражением косой слоистости является *рябь течения* с характерным асимметричным строением валиков, более крутой склон которых обращен вниз по течению (рис.16). У самых крупных рек, таких как Волга, Лена, рябь течения с увеличением размеров переходит в *русловые валы*, достигающие высоты один метр при расстоянии между ними до нескольких десятков метров. Валы перемещаются течением вниз по руслу со скоростью до десятков метров в сутки. В плане гребни русловых валов и русловой ряби располагаются перпендикулярно направлению струй течения. Поскольку все струи в речном русловом потоке движутся спиралевидно, опуска-

ясь ко дну у крутого подмываемого боковой эрозией берега и поднимаясь к поверхности ниже по течению у противоположного пологого берега, занятого прирусловой отмелью, гребни русловых валов и ряби всегда располагаются косо по отношению к общему направлению русла (рис.12).

Разница в скорости центральных и боковых струй речного потока и только что указанный спиралевидный характер их движения ведет к тому, что русловая фация

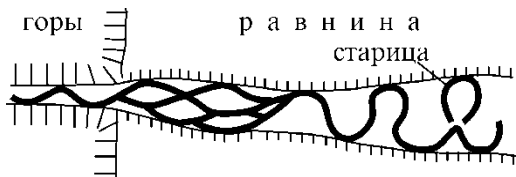


Рис. 15. Изменение характера поймы при выходе из гор на равнину и схема образования старицы

делится на более крупнообломочную с более крупной косою слоистостью *стрелневую подфацию* и подфацию *прирусловой отмели*, сложенную более мелким материалом с более пологой и мелкой косою слоистостью. В местах развития фурационной поймы выделяется также подфация *внутрирусловых аккумулятивных форм* – островов, осередков и внутрирусловых отмелей и кос. Общим для этих образований является резкое массовое

сбрасывание потоком более крупного и тяжелого материала в верхней по течению части осередка, косы - ее «головке» и постепенное уменьшение его к нижней по течению части аккумулятивной формы.

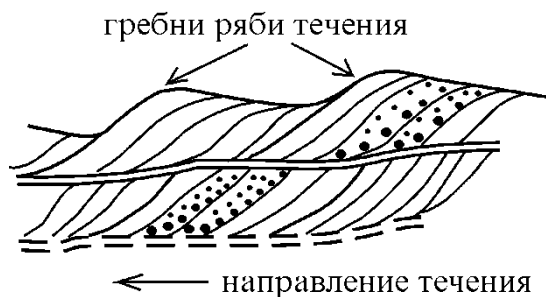


Рис. 16. Строение руслового аллювия

Пойменная фация аллювия формируется во время паводков и поскольку скорость вышедшей на пойму паводковой воды гораздо меньше, чем скорость воды в русле, а при спаде паводка вода на пойме может вообще остановиться, пойменный аллювий всегда на порядок мельче, чем русловой и обычно представлен тонкими песками, супесчано-суглинистыми и глинистыми отложениями с субгоризонтальной слоистостью.

Граница между поймой и руслом иногда четко обозначена *прирусловыми валами*. Механизм их образования и принципиальное строение рассмотрены выше при харак-

теристике аллювия горных рек. В рельефе поймы долин равнинных рек они выражены не столь отчетливо и зачастую обнаруживают себя только во время паводков, когда возвышаются над водой. Хотя местами, например, у Волги, высота прирусловых валов в нижнем ее течении достигает 18 м над руслом. На сегментных и гривистых поймах параллельно прирусловому валу могут располагаться еще менее заметно выраженные гривы – более древние прирусловые валы, перекрытые пойменным аллювием.

Старичная фация. Старицы представляют собой участки брошенного русла. Особенно много их образуется на сегментных поймах в результате временного спрямления русла и отделения от него петлеобразных излучин-меандр (рис.15). В разрезе аллювиальной толщи старичный аллювий залегает в виде линз внутри пойменного. Поскольку старица, по сути дела, представляет собой озеро, старичный аллювий несет на себе многие черты озерных осадков: он глинистый, в теплом климате обогащен органикой, вплоть до образования сапропеля, горизонтальнослоистый. Ежегодные паводки и восстановление временами руслового стока по старице делают слоистость старичного аллювия сезонной с прослоями пойменных глин и русловых песков. При полном отмирании старицы могут заболачиваться и верхняя часть старичного аллювия, таким образом, может быть сложена торфяниками.

В целом, аллювий равнинных рек на зрелой стадии развития долины – *перестра- тивный* (перестилаемый), т.к. формируется в процессе перемещения русла от одного борта долины к другому без углубления дна долины. Смещаясь, русло оставляет за собой полосу руслового аллювия, перекрываемого во время паводков пойменным, и

выстилает таким образом дно долины аллювием. Следовательно, в такой аллювиальной толще в общем случае видны две особенности ее строения.

Во-первых, такой аллювий всегда двучленный: нижние приблизительно две трети его вертикальной мощности сложены русловой фацией, внизу более грубой стрежневой подфацией, выше - подфацией прирусловой отмели, верхняя треть разреза сложена пойменной фацией. Общая мощность такого аллювия, накопившегося (подчеркнем это еще раз особо!) в условиях тектонического покоя, определяется *высотой подъема паводковой воды* и может составить максимум 80-90% от расстояния по вертикали между коренным дном долины и уровнем максимальных паводков, который устанавливается по следам на бортах долины и по многолетним наблюдениям. Такой аллювий называют *нормальным*.

Во-вторых, в плане и поперечном разрезе аллювия зрелой долины равнинной реки видны следы миграции русла в горизонтальном направлении от борта к борту в виде закономерно расположенных по отношению к современному руслу стариц и пойменных грив. Высота последних постепенно растет по мере приближения к современному прирусловому валу. В вертикальном разрезе эти гривы фиксируют границы разновозрастных линз аллювия, находящихся по отношению друг к другу в прислоненно-наложенных отношениях. Иногда эти границы подчеркнуты т.н. «прослоями заиления» - маломощными, не более первых десятков см, прослоями суглинка и глины - свидетелями временной остановки русла и ослабления его транспортирующей и аккумулятивной деятельности, когда на аллювий прирусловой отмели из временных небольших водоемов типа луж может откладываться глинистый ил.

Возраст указанных линз аллювия омолаживается при следовании от борта долины, противоположного современному положению русла, в сторону последнего. Таким образом, в строении нормального аллювия зрелой долины действует не только обычный стратиграфический принцип: вышележащие толщи моложе подстилающих, но и изменение возраста в латеральном направлении, свойственное прислоненным толщам.

Важно также подчеркнуть, что процесс меандрирования русла на зрелой стадии развития равнинной долины ведет к неоднократному размыву нормального аллювия и новому отложению его же. Представленная на рис. 14 картина через какое-то время поменяется на противоположную, если русло станет перемещаться в обратном направлении. Именно это неоднократное переотложение аллювия с сохранением его мощности и общего строения отражено в названии «перстративный» - перестилаемый.

Аллювий очень точно отражает все изменения тектонического режима территории (см. также гл. 10.1.2.1). Выше указывалось, что нормальный аллювий формируется в условиях тектонической стабильности территории. В случае же если долина пересекает участок, испытывающий современное тектоническое поднятие, это немедленно скажется на аллювии - мощность его, по сравнению с нормальным аллювием, уменьшится, а доля русловой фации возрастет и аллювий по своему строению начнет приобретать черты инстративности.

В противоположном случае, когда аллювий накапливается в условиях тектонического прогибания всей территории или долина пересекает отдельные такие участки, мощность аллювия, по сравнению с нормальной, увеличивается, а доля русловой фации в строении аллювия уменьшается, зато возрастает доля пойменной. Такой аллювий называется *контративный* (настилаемый). При увеличении мощности контративного аллювия по сравнению с нормальной в два и более раза в его строении в вертикальном разрезе становятся видны следы блуждания русла от борта до борта по мере накопления аллювия (рис.17,А). В этом случае, например, в скважине, пробуренной в контративном аллювии, русловые и пойменные отложения могут несколько раз чередоваться в вертикальном разрезе с нормальными возрастными стратиграфическими взаимоотношениями между собой.

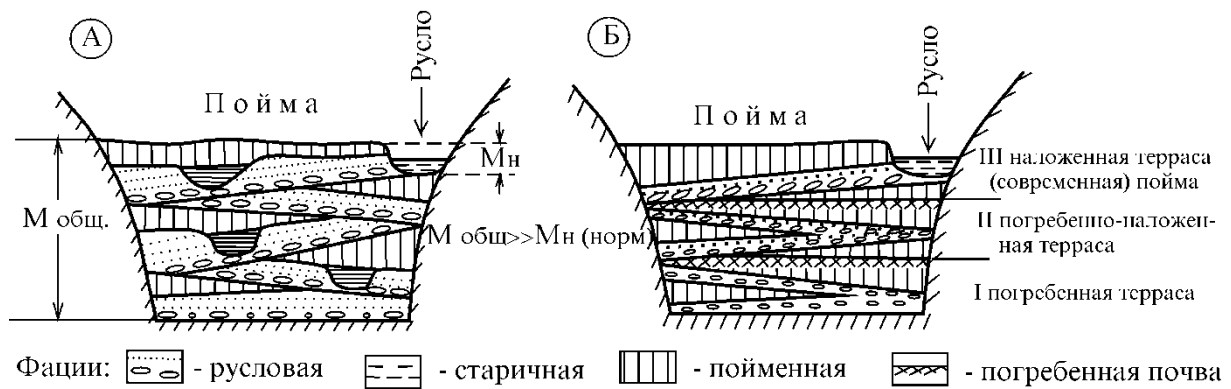


Рис. 17. А – разрез через долину с констративным аллювием. Б – разрез через долину с погребенными и наложенными террасами

5.3.4. Типы эрозионных форм по отношению к орографическим, геологическим структурам и неотектоническим морфоструктурам; устройство верховий эрозионных форм

По отношению к простираанию основных водоразделов, пассивных геологических структур и активных морфоструктур различают *продольные, поперечные и диагональные* долины. Поперечные долины часто имеют четковидное в плане строение, обусловленное чередованием расширенных участков, возникающих при пересечении полос развития мягких пород или отрицательных морфоструктур, и узких участков, возникающих при пересечении выходов твердых пород или положительных морфоструктур, водоразделов. Диагональные долины часто коленообразно изогнуты в плане. Длинные и широкие их участки являются продольными, заложенными вдоль главных водоразделов по понижениям в рельефе или полосам мягких пород, а более короткие и узкие участки пересекают поперек эти водоразделы.

По другой, несколько устаревшей классификации, среди долин молодого тектонического прямого рельефа на складчатой структуре различают **консеквентные** - следующие по уклону топографической поверхности, совпадающему с падением пластов горных пород, **субсеквентные** - долины притоков консеквентных рек, следующие по простираанию пластов горных пород, **ресеквентные** - долины притоков субсеквентных рек, имеющие направление, одинаковое с консеквентными реками, и **обсеквентные** - долины притоков субсеквентных рек, имеющие направление, противоположное ресеквентным, т.е. направленные против падения пластов горных пород (рис.18). Кроме того, *инсеквентными* назывались долины, не зависящие от тектонической структуры района, сложенной горизонтально лежащими или массивными горными породами. Позже содержание указанных терминов несколько изменилось. Субсеквентными долинами стали называть долины, приспособившиеся к простираанию любых геологических структур, в том числе и главные продольные долины; под инсеквентностью стали понимать способность водотоков своими верховьями перепилить водораздел и выйти на его обратный склон; консеквентными стали называть долины, следующие по общему уклону местности без учета геологического строения.

По отношению к активным неотектоническим морфоструктурам различают *антецедентные* и *эпигенетические* долины.

Антецедентные долины и их участки древнее того поднятия (хребта и т.д.), которое они прорезают. Например, долина Енисея уже существовала когда Западный Саян, который она прорезает, начал оформляться в виде горного сооружения в неотектонический этап. Большинство крупных долин эпиплатформенных гор являются

антецедентными; антецедентными являются также выходящие из гор долины на участках пересечения водораздельных гряд и хребтов предгорий, вовлеченных в общее поднятие позже формирования долин.

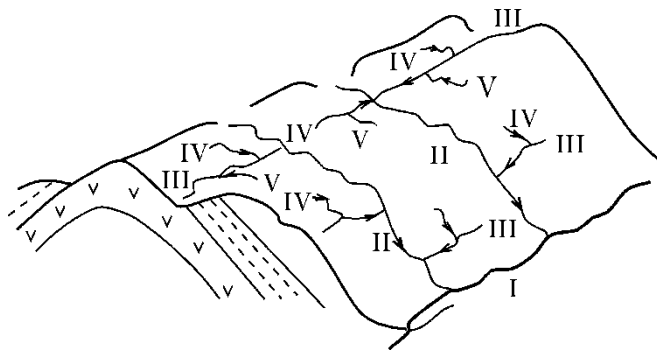


Рис. 18. Схема молодой долинной сети на первичном тектоническом рельефе (по В.М. Девису):

I – главные долины; II – консеквентные долины; III – субсеквентные долины; IV – ресеквентные долины; V – обсеквентные долины

Эпигенетические (наложенные) долины и их участки являются более молодыми, чем, то поднятие, которое они прорезают. Их появление связано с увеличением густоты и глубины эрозионного расчленения поднимающихся участков. Классическим способом образования эпигенетических долин считается их заложение на рыхлом покрове (коре выветривания, молодой озерно-аллювиальной толще и т.д.) поднимающегося участка. Прорезав рыхлую толщу, молодая долина начинает врезаться в коренные породы, сохраняя при этом свое прежнее направление. Поэтому эпигенетические долины так же, как и антецедентные, как правило, не считаются с геологическим строением того участка, который они прорезают.

Часто эпигенетическими называют расширенные участки крупных долин, пережившие фазу значительной агградации (т.е. заполнения долины аллювием, мощность которого превышает нормальную) и блуждания русла по аллювиальной равнине и в дальнейшем при поднятии района, прорезанные руслом до коренных пород, причем молодая эпигенетическая долина, как правило, смещена в сторону от тальвега древней.

Антецедентные и эпигенетические долины и их участки, пересекающие хребты, гряды, отдельные возвышенности как неотектонические, так и возникшие в результате селективной денудации, называются *сквозными* (рис. 19,г). Эпигенетические сквозные участки долин, возникшие при перепиливании рекой временно перегородившей ее запруды – горного обвала, моренного вала, ледника или быстро возвышавшейся, но остановившейся тектонической перемычки, называют еще *долинами прорыва*.

По характеру верховий различают долины (рис.19): **закрытые** (замкнутые), - склоны которых, замыкаясь в верховьях, почти не теряют высоты; **полуоткрытые**, - склоны, замыкаясь в верховьях, значительно теряют высоту, сочленяясь с седловиной на водоразделе; **открытые**, - у которых склоны в верховьях не замыкаются, переходя через морфологически невыраженный водораздел в склоны такой же открытой долины реки с противоположным направлением течения. Указанные типы долин отражают стадии развития эрозионной сети в течение эрозионного (денудационного) морфоцикла от начальной, характеризующейся закрытыми долинами, когда пятящаяся донная эрозия только подошла к водоразделам, до конечной, когда многие водоразделы оказались рассеченными на отдельные изолированные массивы открытыми долинами.

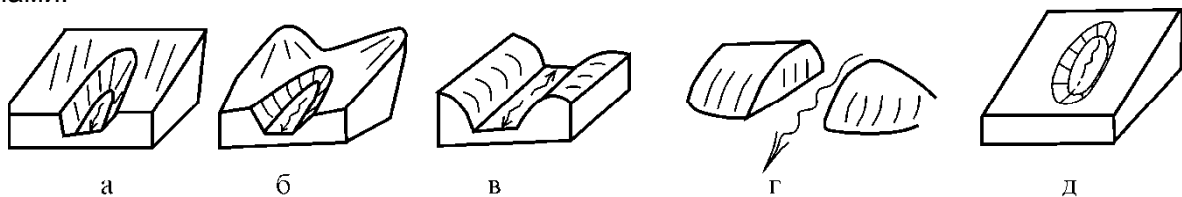


Рис. 19. Типы долин по устройству верховий:

а – закрытая; б – полуоткрытая; в – открытая; г – сквозная; д – слепая

ний может представлять собой реликт зрелой долины наиболее раннего морфоцикла на его заключительной стадии.

3. Участки повышенного уклона русла, вплоть до порогов и водопадов, могут быть обусловлены выходами устойчивых горных пород, т.е. структурно-литологическими факторами, влияющими на рельефообразование (рис. 20,Б).

4. Участки повышенного уклона русла могут возникать сразу ниже впадения крупных притоков за счет резкого увеличения массы воды и, следовательно, увеличения эродирующей способности водотока.

5. В процессе саморазвития эрозионной формы, в частности, при меандрировании, русло разбивается на участки с различным уклоном - для плесов, приходящихся, как правило, на вершины меандр, характерны пониженные уклоны, для перекаатов (прямолинейных участков, соединяющих меандры) - повышенные (см. рис.12).

Между характером продольного и поперечного профилей эрозионной формы существует связь: на участках повышенного уклона продольного профиля и преобладания донной эрозии при пересечении водоразделов, активно поднимающихся морфоструктур (на antecedentных участках), полос выходов твердых горных пород русло спрямляется, а поперечный профиль сужается вплоть до теснин и ущелий; на участках пологого уклона продольного профиля при пересечении отрицательных морфоструктур, выходов мягких пород, повышается степень меандрирования русла, а поперечный профиль расширяется.

Наблюдаемая местами асимметрия поперечных профилей эрозионных форм может быть вызвана рядом нижеперечисленных причин.

Долины крупных рек протяженностью не менее сотен километров, текущих меридионально, могут иметь асимметрию по закону Бэра – Бабине: правый борт долин северного полушария и левый борт долин в южном полушарии подмывается рекой и является более крутым.

В условиях структурно-денудационного рельефа резкая асимметрия характерна для субсеквентных моноклиналиных эрозионных форм (рис.4,В) так же, как и для разделяющих их водоразделов. Такой же асимметричный профиль возникает у эрозионных форм и при развитии их по наклонным зонам трещиноватости (рис.11,3).

У долин рек, текущих по простиранию наклонных равнин, борт долины, совпадающей с направлением общего уклона равнины, часто более пологий, т.к. он быстрее развивается вследствие значительно большего стока по нему (рис.11,И).

В некоторых случаях разница в скорости денудационного развития склонов эрозионной формы, и следовательно, и асимметрия ее поперечного профиля, может быть вызвана экспозицией склонов к солнечным лучам или господствующим ветрам (см. также стр. 68).

Асимметрия долин может быть связана с влиянием НТД и современных неотектонических движений. Например, при развитии долины на склоне положительной активной морфоструктуры (свода, купола и т.д.) русло стремится обогнуть последнюю и как бы «сползая» с ее склона, подмывает борт долины, дальний по отношению к центру морфоструктуры (рис.11, К).

Известны, впрочем, и обратные случаи, когда русло подмывает борт, ближний к центру морфоструктуры, если с последней связан значительный гравиметрический максимум, «притягивающий» русло. Так ведет себя Волга, огибая Жигули.

Наконец, наиболее часто встречается простая переменная асимметрия долин, являющаяся результатом извилистости или меандрирования русла - борт, подмываемый излучиной русла, круче противоположного, выполаживающегося под действием склоновой денудации (рис. 12, разрез по АА).

5.3.6. Речные (долинные) террасы

Любые нарушения равновесия водотока ведут к выработке нового продольного профиля динамического равновесия путем эрозионного углубления долин или заполнения ее аллювием (агградация). Наиболее общей частой причиной этих нарушений

являются скачкообразные тектонические поднятия или опускания территории относительно неподвижного базиса эрозии, приводящие к общему увеличению уклона или выполаживанию продольного профиля и, соответственно, к донной эрозии или агградации в долине. Ту же роль могут играть (при отсутствии тектонических движений) и эвстатические изменения уровня водоема, принимающего реку. Наконец, резкие увлажнения (гумидизация) или, наоборот, иссушения (аридизация) климата влияют на водообильность водотоков и также могут вызвать в долине, соответственно, возобновление донной эрозии или, напротив, агградацию. Во всех этих случаях прежнее дно долины превращается в террасу. В долинах, переживших несколько морфоциклов, может наблюдаться соответствующее количество террас, образующих террасовую лестницу с нумерацией террас от молодых к древним

Чаще всего террасами называют ступенеобразные формы рельефа на склонах долин (рис.21, а). Но такое определение не охватывает погребенных (см. ниже) террас. С.С. Шульц, кроме того, отмечает, что терраса - ступень рельефа - включает в себя разновозрастные элементы: площадку реликт дна – долины предыдущего морфоцикла и уступ, формируемый эрозией в последующий цикл развития долины. Он предлагает считать террасой полые отрицательные формы рельефа на склонах долины, включающие в себя площадку и возвышающийся над ней уступ более древней террасы или часть коренного склона долины (рис.21, б), т.к. эти поверхности формировались в один цикл развития долины. Правильнее всего террасами называть «...более или менее ровные площадки, обязанные своим происхождением деятельности текучей воды и могущие соответствовать или поверхности накопления аллювия, или эрозионной поверхности предыдущего цикла...»

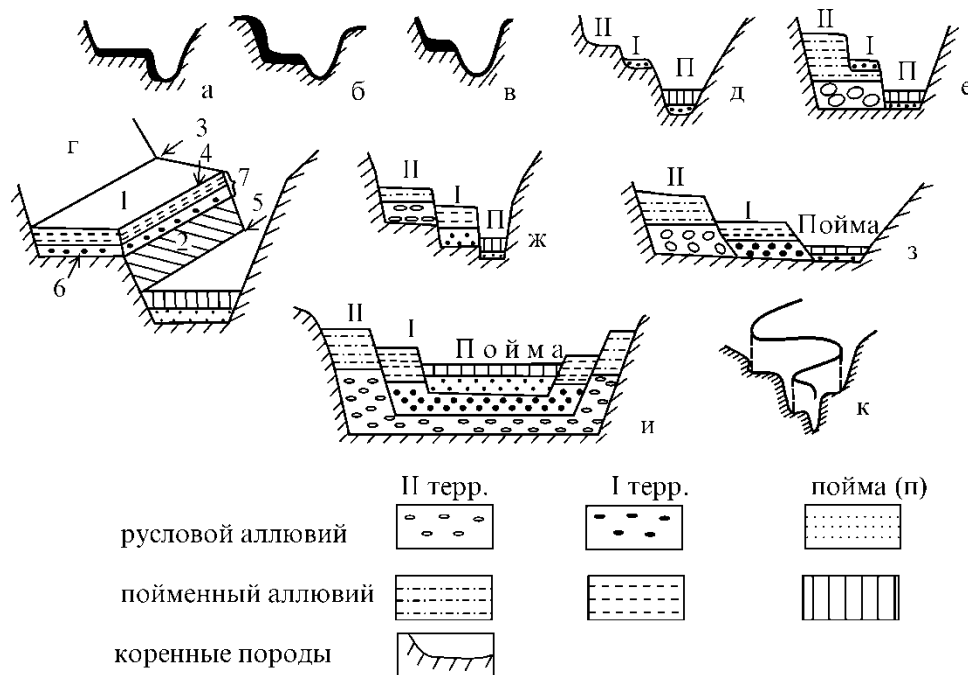


Рис. 21. Террасы:

а,б,в – различные толкования понятия «терраса» (ступень, поляя форма и площадка); г – строение цокольной террасы: 1 – площадка, 2 – уступ, 3 – тыловой шов, 4 – бровка, 5 – подошва, 6 – цоколь; 7 террасовый аллювий («тело» террасы); д – обе террасы эрозионные; е – I терраса скульптурная; г и I терраса на д – явноцокольные; I и II террасы на ж – скрытоцокольные; д,ж – врезанные, з – прислоненные, и – вложенные террасы и поймы; к – схема образования полигенных террас

Чаще всего террасами называют ступенеобразные формы рельефа на склонах долин (рис.21, а). Но такое определение не охватывает погребенных (см. ниже) террас. С.С. Шульц, кроме того, отмечает, что терраса - ступень рельефа - включает в себя

разновозрастные элементы: площадку - реликт дна долины предыдущего морфоцикла и уступ, формируемый эрозией в последующий цикл развития долины. Он предлагает считать террасой полые отрицательные формы рельефа на склонах долины, включающие в себя площадку и возвышающийся над ней уступ более древней террасы или часть коренного склона долины (рис.21, б), т.к. эти поверхности формировались в один цикл развития долины. Правильнее всего террасами называть «...более или менее ровные площадки, обязанные своим происхождением деятельности текучей воды и могущие соответствовать или поверхности накопления аллювия, или эрозионной поверхности предыдущего цикла...» (определение Комиссии по изучению четвертичного периода; рис.21, в). Элементы террасы: *площадка, уступ, цоколь* и др. - см. рис. 21,г.

Морфологическая выраженность террас и их элементов убывает по мере перехода от молодых к древним в результате денудации бровок и затягивания тыловых швов склоновыми отложениями с образованием на месте четкой террасовой лестницы волнистого склона, первичное террасовое строение которого приходится специально выявлять - дешифрировать аэрофотоснимки, вскрывать шурфами аллювий, погребенный под делювием (рис.8,V). В старательской россыпной геологии такие неясно террасированные склоны, перспективные на погребенные россыпи, называют *террасовалами*.

По происхождению террасы (в соответствии с вышеприведенным определением) подразделяются на эрозионные и аккумулятивные.

Эрозионные террасы характерны для участков энергичных прерывистых поднятий и возникают в случае, когда в начале очередного морфоцикла русло врежется в дно долины предыдущего морфоцикла, не успев отложить на нем значительный по мощности аллювий, однако, покрыв его (вопреки широко распространенному мнению о полном отсутствии аллювия на эрозионных террасах) только тонким слоем руслового аллювия, который, впрочем, из-за маломощности может и не сохраниться (рис. 21,д). Эрозионные террасы обычно вырабатываются в коренных породах, но могут быть выработаны и в более древнем аллювии. В этом случае их иногда называют *скульптурными* (I терраса на рис. 21,е).

Аккумулятивные террасы представляют собой поверхности пойм или поверхности агградации предыдущих циклов развития долины (рис.21,г,ж,з,и).

Кроме того, как самостоятельный генетический тип часто выделяют **цокольные** (неудачно называемые также смешанными) террасы, в уступе которых ниже достаточно мощного, часто нормального двучленного аллювия обнажается цоколь, сложенный коренными (рис. 21,г,д) или более древними аллювиальными отложениями (рис.21,е, I терраса). По сути дела, это те же аккумулятивные террасы, после формирования аккумулятивной поверхности которых молодой эрозионный врез прошел настолько глубоко, что прорезал не только толщу аллювия предыдущего цикла, но и подстилающие породы. Условность выделения цокольных террас видна уже из того, что террасы, которые на поверхности определяются как аккумулятивные (уступ их полностью сложен аллювием), при разбурировании оказываются цокольными, т.е. имеющими свой собственный цоколь, отличный от цоколя других террас. Поэтому автор предлагает террасы, которые сейчас называют цокольными, именовать *явноцокольными* (рис. 21,г и I терраса на д), а террасы, цоколь которых в уступе террасы скрыт более молодым аллювием, именовать *скрытоцокольными* (рис. 21,ж).

По взаимному расположению долгое время различали террасы *вложенные, приклоненные, вложенно-наложенные, наложенные и погребенные*. Эта классификация устарела и ее вытесняет более современная, в которой вложенные (по старому) террасы именуются *врезанными* (рис. 21, д и ж), а вложенно-наложенные – *вложенными* (рис.21,и).

У врезанных террас поверхность каждой более молодой террасы, а также их цоколи располагаются гипсометрически ниже тех же элементов более древних террас. Именно врезанные террасы формируются при прерывистом тектоническом поднятии территории. Приклоненные террасы на поверхности выглядят как врезанные и вложенные, но имеют общий цоколь (рис.21,з). Погребенные и наложенные террасы все-

гда встречаются вместе (рис. 17,Б). Они формируются при агградации долин в условиях прерывистого опускания, когда в долинах накапливаются толщи аллювия, намного превышающие мощность нормального аллювия. В периоды остановок опускания и стабилизации тектонического режима формируются поверхности зрелых пойм, фиксированные почвами, погребяемые более молодым аллювием при возобновления опускания. Толщи аллювия, заключенные между погребенными почвами, и есть погребенные (нижележащие, более древние) и наложенные (вышележащие, более молодые) террасы, находящиеся, таким образом, в нормальных возрастных стратиграфических отношениях между собой. Отметим также, что морфологически, без учета данных о возрастном диапазоне накопления всей аллювиальной толщи именно наличие горизонтов погребенных почв, если они сохранились от более позднего размыва, отличает комплекс погребенных и наложенных террас, образовавшийся в несколько морфоциклов (эрозионных циклов развития долины), от мощного, констративного, но одноциклового аллювия (сравни рис. 17, А и Б). Вложенные террасы формируются в условиях постепенного затухания во времени причин, вызывающих образование террас, например, амплитуды тектонических колебаний.

Генезис, строение и взаимное расположение террас может меняться при прослеживании их по долине. Например, наиболее высокие и древние эрозионные и цокольные врезанные террасы горных долин в пределах предгорий могут перейти в аккумулятивные, погребенные.

По причинам образования, закономерности распространения или отсутствия таковой террасы делятся еще и на *цикловые* и *локальные*.

Цикловые террасы сходного происхождения и возраста распространены по всем долинам значительных по площади территорий (геоморфологических провинций, областей, регионов). Появление их связано или с эвстатическими колебаниями базисов эрозии, или с колебательными НТД на фоне общего поднятия или опускания района, или изменениями климата.

Появление в долинах **локальных** террас вызывается местными причинами. Например, в долинах рек, совершивших «разбойничий захват», может появиться терраса в результате оживления эрозионной деятельности реки после резкого увеличения расхода воды. В долинах горных рек локальные террасы часто располагаются сразу выше участков прорыва, представляя собой остатки озерно-аллювиальной толщи, накопившейся в озере, временно существовавшем в долине выше временной преграды (чаще всего обвала), перепиленной позже рекой.

Небольшие по высоте (не более первых метров) локальные *полигенные* террасы встречаются на пойме, разбивая ее на несколько уровней (высокая, низкая, мокрая и др. поймы). Эти террасы появляются при миграции меандр по долине одновременно с накоплением пойменного аллювия в условиях медленного поднятия района (или опускания базиса эрозии) или сезонных и многолетних изменений уровня воды в реке (рис.21,к). В.М. Девис считал этот механизм основным при формировании аккумулятивных террас в зрелой долине.

5.4. ЛЕДНИКОВЫЕ, ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ И МЕРЗЛОТНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ (Ледниковая и криогенная морфоструктуры)

Одним из важнейших факторов рельефообразования и накопления рыхлых континентальных отложений в четвертичный период были неоднократные оледенения. Влияние этого фактора было настолько велико, что в геоморфологической систематике и систематике генетических типов континентальных отложений выделяется целая группа ледниковых и околледниковых ландшафтов и ледниковый ряд (группа) отложений. Особенно это важно для территории России, которая в периоды максимального развития оледенений практически вся попадала в ледниковую и приледниковую зоны (рис.22).

Все формы рельефа и рыхлые континентальные отложения, так или иначе связанные с деятельностью или влиянием оледенений, составляют *ледниковый комплекс*.

Процессы ледниковой и околледниковой экзогеоморфодинамики, в общем, включают в себя ледниковую (гляциальную) экзарацию, ледниковую и водно-ледниковую (флювиогляциальную), ледниково-озерную и ледниково-морскую аккумуляцию, аккумуляцию "холодных" лессов и лессовидных пород и мерзлотные (криогенные) процессы.

Во время наступания оледенений и их отдельных стадий вся территория Евразийского и Североамериканского материков четко делилась на три зоны (рис. 23).

На севере располагалась ледниковая (гляциальная) зона, полностью покрывавшаяся покровным ледником. Южнее располагалась приледниковая (перигляциальная) зона, ледником уже не покрывавшаяся, но испытывавшая его влияние. Наконец, еще южнее располагалась внеледниковая зона, экзогеоморфодинамика которой уже непосредственно не зависела от влияния ледника, хотя и испытывала те же климатические колебания, которые севернее приводили к наступанию и отступанию ледников (см. также разд. 3.1.3.2.).

5.4.1. Рельеф и отложения ледниковой зоны

Эта зона подразделялась на две подзоны: расположенную севернее внутреннюю подзону активного растекания льда и его преимущественно экзарационной деятельности и расположенную южнее внешнюю подзону малоактивного, а в период отступления "мертвого" льда, его аккумулятивной деятельности и флювиогляциальной и озерно-ледниковой аккумуляции.

5.4.1.1. Внутренняя подзона активного растекания льда

Классическим примером этой подзоны является территория нынешней Фенноскандии. В России к этой подзоне относится Карелия и Кольский полуостров, а в Сибири – плато Путорана, для которого, впрочем, окончательно не решен вопрос о характере оледенения – покровное или только горно-долинное. Наиболее характерными формами рельефа этой подзоны являются формы ледниковой экзарации: положительные – "курчавые скалы", "бараньи лбы" и отрицательные - котловины и ванны выпавивания, занятые в настоящее время озерами. В Европейской части России на фоне, в общем, беспорядочного расположения этих форм наблюдается их вытянутость цепочками в юго-юго-восточном направлении растекания льда от Скандинавского центра оледенения, на плато Путорана, – четко радиальное расположение от центра плато.

В южной половине описываемой подзоны, кроме чисто экзарационных форм, на поверхности рельефа начинает встречаться и ледниковый аккумулятивный покров - *морена*. Основным способом образования морены считается захват движущимся ледником горных пород, слагающих подледниковое ложе. Традиционно считается, что: а) морена совершенно не сортирована по составу и размерам - от коллоидной глины до глыб и валунов объемом десятки м³.; б) обломочный, материал морены неокатан; в) в морене отсутствует слоистость. В данную, в целом, верную характеристику морены следует внести некоторые уточнения и дополнения.

Наиболее распространенным названием, обусловленным смешанным составом морены, является "валунный суглинок", но достаточно часто для подчеркивания особенностей состава морены используются названия "супесчаная", "гравийная", "щебенчатая" и др. морена. В одних случаях состав морены напрямую связан с литологическим составом подледных коренных горных пород – местные, локальные морены, с другой стороны, установлен перенос льдом эрратических валунов на тысячи км от коренных источников.

По расположению по отношению к телу ледника, способу образования и строению различают *основную, абляционную и краевые (конечные)* морены (рис.24). В зависимости от способа движения льда основная морена делится на две разновидности (группы фаций): *монолитную и чешуйчатую*

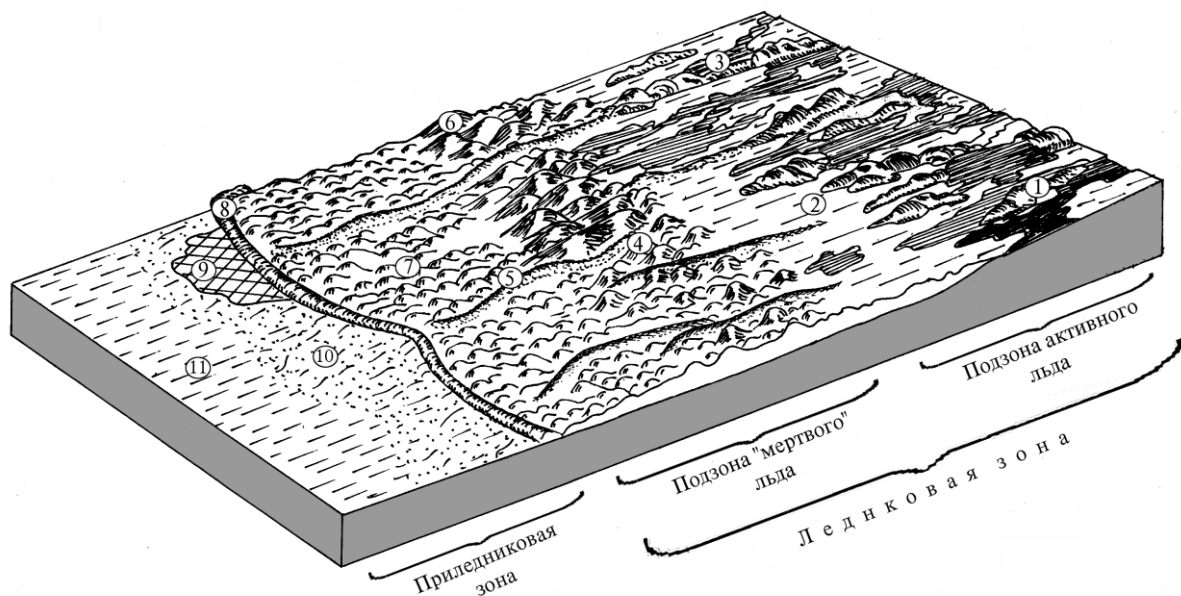


Рис. 23. Принципиальная схема распределения форм рельефа и отложений ледникового комплекса по зонам:

- 1 - бараньи лбы и курчавые скалы; 2 - эродированная льдом коренная порода; 3 - озера ледникового выпахивания; 4 - камы; 5 - озы; 6 - друмлины; 7 - всхолмленная моренная равнина; 8 - конечно-моренная гряда; 9 - приледниковое озеро; 10 - зандровая ранина; 11 - "холодные" лессы и флювиогляциальные суглинки

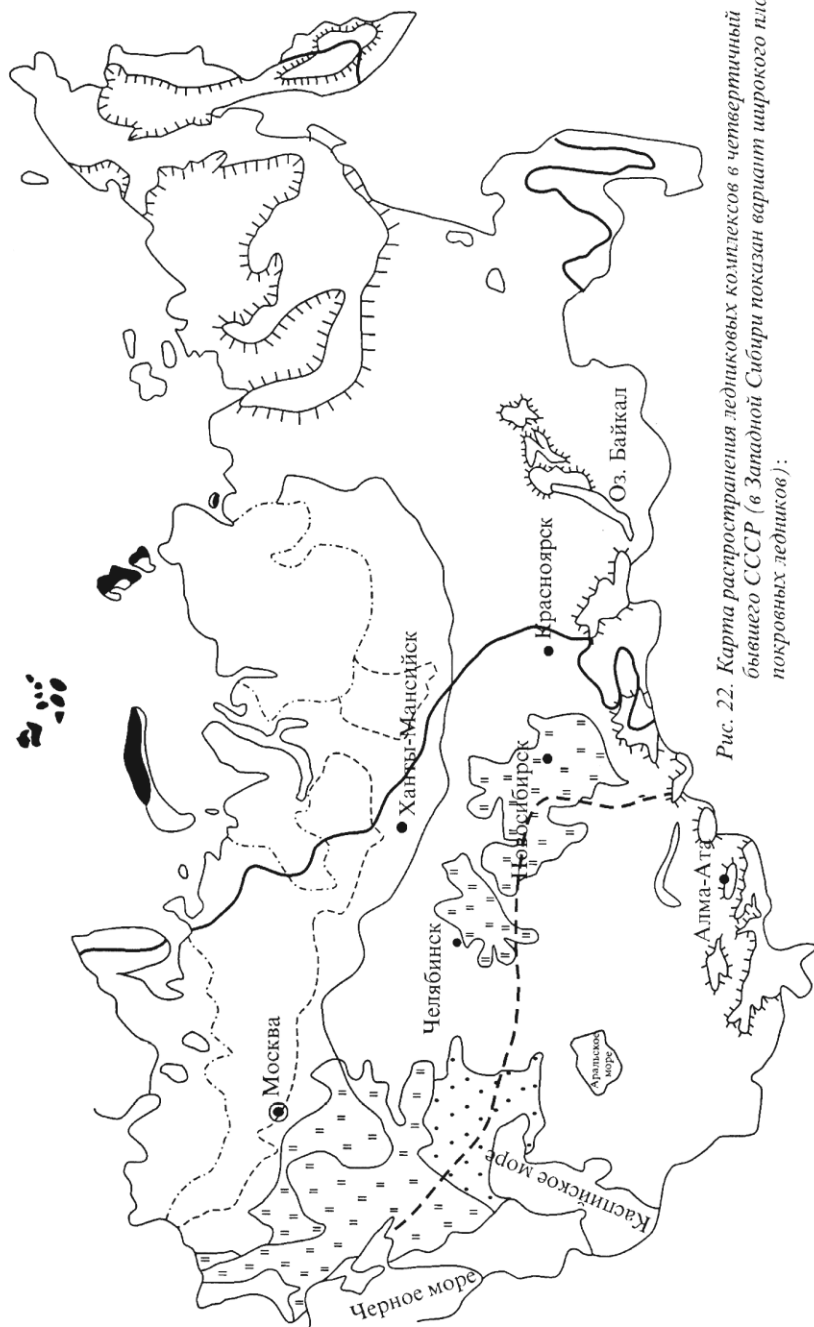


Рис. 22. Карта распространения ледниковых комплексов в четвертичный период на территории бывшего СССР (в Западной Сибири показан вариант широкого площадного распространения покровных ледников);

- современное покровное оледенение;
- южная граница распространения последнего позднеолейстоценового Валдайского (Вюрмского, Зырянского) оледенения;
- южная граница распространения Московской (Тазовской, Рисс-II) стадии среднеолейстоценового оледенения;
- южная граница распространения максимальной Днепровской (Самаровской, Рисс-I) стадии среднеолейстоценового оледенения;
- современная граница распространения "вечной" мерзлоты;
- граница максимального распространения к югу "вечной" мерзлоты;
- площади распространения горно-долинных оледенений;
- площади распространения "холодных" лессов и лессовидных пород;
- площадь максимальной раннеолейстоценовой трансгрессии Каспийского моря

Монолитная морена характерна для описываемой подзоны активного растекания льда. Она образуется при пластическом течении льда. В этом случае придонный лед, насыщенный мореной, при движении расслаивается на полосы, движущиеся с разной скоростью. В результате в отложенной морене сохраняются признаки послойно-дифференцированного перемещения в виде напоминающей слоистость и похожей на гнейсовидность плитчатости (толщина плиток от 1-2 до 15-20 см), рассланцовки и даже дисгармоничной складчатости течения и волочения. Только на участках медленного движения льда, расслоенного на толстые пластины, основная морена носит массивный характер. В рельефе монолитная морена слагает вытянутые в направлении движения льда валообразные формы рельефа.

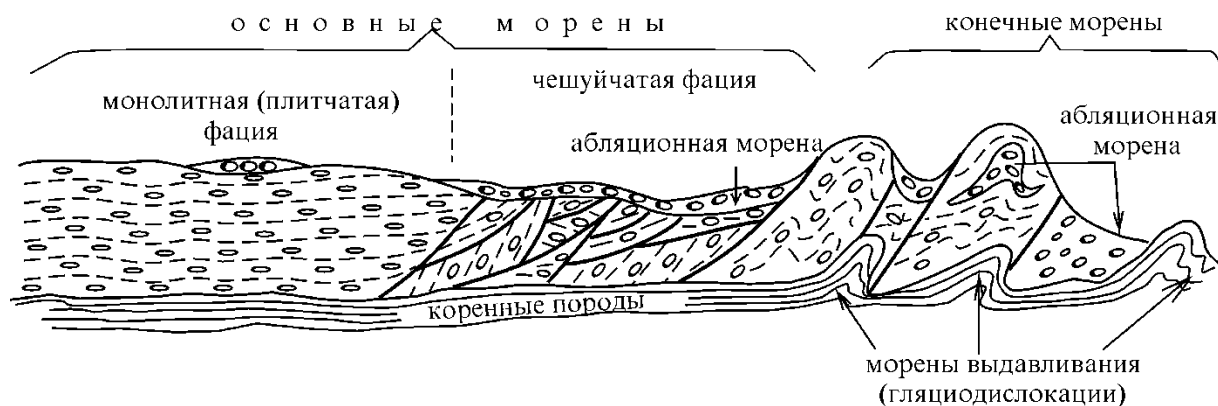


Рис. 24. Принципиальная схема строения моренного комплекса
По Ю.А. Лаврушину и Ю.К. Голубеву с добавлениями

В этой же подзоне среди экзарационных форм рельефа и моренных валов широко распространены оригинальные, подчиненные общему направлению движения льда, вытянутые холмы - *друмлины*, местами образующие самостоятельные друмлиновые ландшафты. Типичный друмлин имеет асимметричный продольный профиль - обращенный к надвигающемуся леднику проксимальный склон друмлина более крутой и часто сложен ядром коренных пород (бараньим лбом). Обращенный в сторону движения льда дистальный склон - более пологий и сложен мореной, хотя встречаются друмлины, полностью сложенные мореной или коренными породами. Очевидно, что друмлины - результат одновременно и экзарационной, сглаживающей выступ коренных пород, и аккумулятивной деятельности движущегося льда, когда в тени "бараньего лба" накапливается выдавленная из льда морена (рис. 25).



Рис. 25. Продольный разрез Друмлина

В этой же южной подзоне начинают встречаться формы рельефа и отложения водно-ледникового (флювиогляциального) происхождения, представленные *озами* – вытянутыми в основном по движению ледника извилистыми грядами с крутыми до 30° склонами. Высота озов достигает нескольких десятков м, ширина - до сотен м, а длина - от сотен метров до десятков км. В средней Финляндии озы часто служат единственными водораздельными гривами среди озер (рис. 26). Озы сложены хорошо промытым обломочным материалом с размерностью от песка до глыб с невыдержанной диагональной и косой потоковой слоистостью. Замечательной особенностью озов является их независимость от подстилающего рельефа - они как бы насыпаны сверху. В формировании озов принимают участие два

механизма. В первом случае озы представляют собой отложения подледных, внутриледных и наледных потоков талых ледниковых вод, переносивших и откладываявших по дну канала стока вытаяивающую и вымытую из льда морену. По мере исчезновения ледника полосы озовых отложений проектировались на коренное подледное ложе и основную морену. По другим представлениям (дельтовая гипотеза) озы формировались как конусы выноса потоков в местах выхода их из льда. По мере отступления южного края ледника во время его таяния полоса конусов выноса наращивалась к северу, образуя в конечном итоге ленту озовых отложений.

5.4.1.2. Внешняя подзона малоактивного и "мертвого" льда

В европейской части России к этой подзоне относится территория между Финским заливом, Ладожским и Онежским озерами и южной границей распространения последнего Валдайского ледника, идущей по южным склонам Белорусской, а затем Валдайской возвышенностей (рис.22), в Западной Сибири к этой подзоне относятся Сибирские Увалы, Приуральская и Приенисейская части севера Западно-Сибирской низменности.

Главным обстоятельством, определяющим рельеф и отложения этой подзоны, является глыбовый характер движения льда уже не под собственной тяжестью, как это происходит во внутренней подзоне активного растекания льда, а в результате внешнего горизонтального подталкивания со стороны растекающегося льда внутренней подзоны. В периоды же деградации оледенения ледяной покров рассматриваемой подзоны вообще прекращает двигаться и превращается в "мертвый" неподвижный лед.

В результате, в отличие от ориентированного грядового рельефа подзоны активного льда, в рассматриваемой подзоне после исчезновения ледяного покрова преобладающим типом рельефа становится беспорядочный холмистый ландшафт основной морены, представленной не только монолитной разновидностью, но и чешуйчатой.



Рис. 26. Оз Талваяери в средней Финляндии (по Таннеру)

Чешуйчатая морена (группа фаций) формируется при блоковом движении льда по внутренним сколам. По сути это та же основная монолитная морена, но разбитая крупными трещинами типа надвигов, по которым отдельные пакеты и блоки морены перемещены относительно друг друга. Трещины падают навстречу движения ледника и несут все характерные признаки надвигов: зеркала скольжения, зоны брекчирования, оперяющие трещины и складки волочения.

В составе чешуйчатой морены изредка встречаются *отторженцы* - крупные блоки и пластины коренных пород, перенесенные вместе с мореной на десятки и даже сотни км. В сущности, отторженцы представляют собой гигантские эрратические глыбы размером от десятков метров до десятков километров.

Самым крупным и знаменитым отторженцем является Вышневолоцко-Торжокский вал, представляющий собой гряду холмов общей длиной до 100 км между указанными в названии вала городами. Гряда сложена нижнекаменноугольными песчаниками, глинами и известняками, залегающими среди основной морены Валдайского ледника, и подстилается (установлено бурением) более древней мореной московского оледенения (стадии). Отторженец был сорван Валдайским ледником с одноименной возвышенности западнее оз. Селигер и перемещен в восточном направлении почти на 150 км.

В западной части Сибири отторженцы палеогеновых и неогеновых пород в виде плит размером до десятков м и мощностью до 20 м известны в Самаровской морене Сибирских увалов ("Белогорский материк"). Следует, правда, отметить, что некоторые исследователи отрицают ледниковую природу этих образований, рассматривая их как результат диапиризма.

Помимо основной (донной) морены в описываемой подзоне широким распространением пользуется *абляционная морена*, перекрывающая основную или образующая самостоятельные плащеобразные накопления. Абляционная морена накапливается путем вытаивания и постепенного опускания на подледниковое ложе и основную морену всего обломочного материала, содержавшегося в тающем "мертвом" льде. Поэтому, в отличие от основной морены, она сложена более промытым, лишенным мелкоземистой примеси обломочным материалом без признаков динамических текстур (перлювиальная фация).

С внешней стороны подзона "мертвого" льда и, следовательно, вся ледниковая зона четко оконтуривается комплексом (группой фаций) *краевой* (конечной) морены, по которой и судят о площади распространения ледника. В состав краевой морены входят по отдельности или вместе следующие разновидности (фракции).

Морена выдавливания образуется путем выжимания, выдавливания из под края ледника под его весом как пластичных пород коренного ложа (см. ниже "гляциодислокации"), так и основной морены. Выдавленный материал образует валы вдоль края

ледника с внутренним строением, напоминающим складки нагнетания.

При длительном стоянии края ледника на одном месте вдоль него может образоваться вал абляционной *насыпной морены*.

Наконец, активные горизонтальные подвижки ледника подобно бульдозеру сдвигают уже образовавшиеся морены выдавливания и насыпные, перемешивают их с основной мореной и образу-

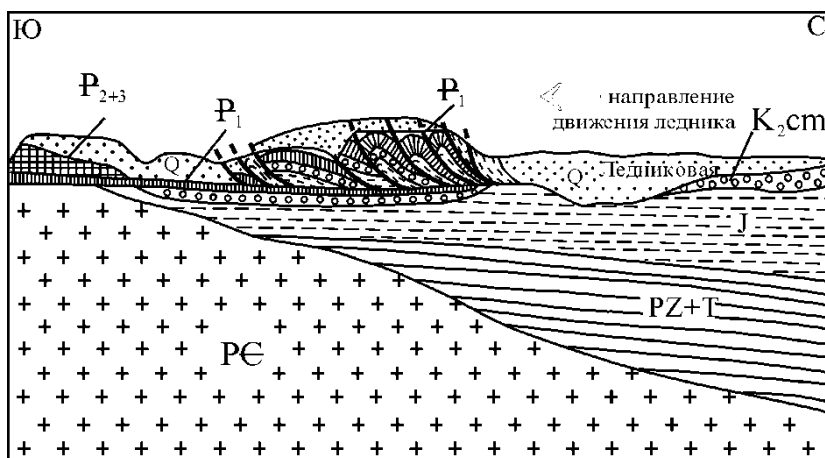


Рис. 27. Гляциодислокации в районе г. Канева на Днепре (по В.И. Славнину)

ют вал *морены напора* с складчатостью смятия и блоково-сколовым строением.

Давление ледника может быть настолько сильным, что деформации испытывает не только отложения конечной морены, но и подстилающие коренные породы. Наиболее известным примером таких *гляцио-дислокаций* являются Каневские дислокации на р. Днепре, где под давлением внешнего края Днепровского ледника в меловых и палеогеновых отложениях образовалась серия наклоненных к югу складок, разбитых чешуйчатыми надвигами (рис. 27).

В Западной Сибири, вероятно, гляциодислокационную природу имеют Атлымские дислокации, наблюдаемые в том же районе, что и вышеупомянутые отторженцы. Здесь по правому борту долины р. Оби у поселка Мал. Атлым на протяжении 15 км в палеогеновых отложениях отмечены складки шириной до 300 м при высоте до 50 м и углах наклона крыльев до 90°. Складки разбиты дизъюнктивами с амплитудами до нескольких десятков метров. Впрочем, предлагаются и другие – собственно тектоническая или оползневая – причины этих дислокаций.

В описываемой подзоне "мертвого" льда изредка встречаются также друмлины (в Белоруссии и в Эстонии) и широко распространены озы.

Специфическими формами рельефа и отложений подзоны "мертвого" льда являются *камы*. Одиночные камы и их скопления - камовый ландшафт внешне мало отличимы от беспорядочного холмистого ландшафта основной морены. Слившиеся камы местами образуют камовые массивы и плато, выделяющиеся среди беспорядочного холмистого ландшафта горизонтальностью и ровностью поверхности. Камовые отложения сложены промытыми (лишенными глинистой примеси) супесями, песками и гравием, аккумуляровавшимися в скоплениях воды как на поверхности тающего "мертвого" льда, так и внутри льда и под ним. Долгое время камовые отложения относились к флювиогляциальным (водно-ледниковым). В настоящее время в группе флювиогляциальных отложений рассматривают только т.н. "флювиокамы" с косою слоистостью. От озов флювиокамы отличаются лишь отсутствием явной вытянутости в плане. Большая часть камовых отложений обладает горизонтальной или очень пологонаклонной перекрестной косою слоистостью и считается отложениями временных озер - "лимнокамы", т.е. относятся к озерно-ледниковым образованиям. Поскольку камовые отложения окружены основной мореной, их характерной особенностью является смешивание по краям с моренным материалом. Линзы моренного материала, встречающиеся иногда внутри камовых толщ, объясняются ледовым разносом по поверхности озера или обрушением ледовой кровли, если озеро было подледным.

Очень редко камовые отложения представлены чистыми озерными глинами, слагающими т.н. «звонцы» - камовые плато на высоком цоколе основной морены. Образование таких глин связывают с высоким гипсометрическим положением талых наледных озер, куда мог сноситься только тонкообломочный материал из вытаивающей абляционной морены.

Другой разновидностью и флювио- и лимнокамов являются *камовые террасы*, сохранившиеся на склонах доледниковых линейных понижений, унаследованных послеледниковыми долинами. В фазу деградации "мертвый" лед быстрее стаивал на возвышенных участках, где мощность его меньше, и дольше сохранялся в понижениях рельефа. В полосе соприкосновения языков льда с уже освободившимися от льда склонами долин вследствие большей теплоемкости последних, возникали краевые (маргинальные) водоемы, в которых накапливались камовые отложения (рис. 28,А). После полного исчезновения льда камовые отложения проектировались на склоны послеледниковых долин, образуя террасы (рис. 28, Б).

Насколько особняком среди форм рельефа и четвертичных отложений ледниковой зоны стоят *ледниково-морские* отложения, которые, тем не менее, наиболее логично рассмотреть в подзоне "мертвого" льда. Эти отложения почти не играют роли в геоморфологии и четвертичных отложениях севера Европейской части России и очень широко распространены на севере Западной и Восточной Сибири. В общем, ледниково-морские отложения представляют собой отложения айсбергового разноса, абляционную морену ледяного припая и основную (донную) морену ползущего по дну шель-

фового ледника, перемешанные с морскими отложениями и породами морского дна - *подводные морены*. От континентальных морен подводные морены отличаются отсутствием гляцио-динамических текстур (плитчатости, рассланцовки, гляциодислокаций) и субвертикальной ориентировкой удлиненных обломков, что, видимо, является результатом их градационного осаждения в разжиженном придонном осадке.

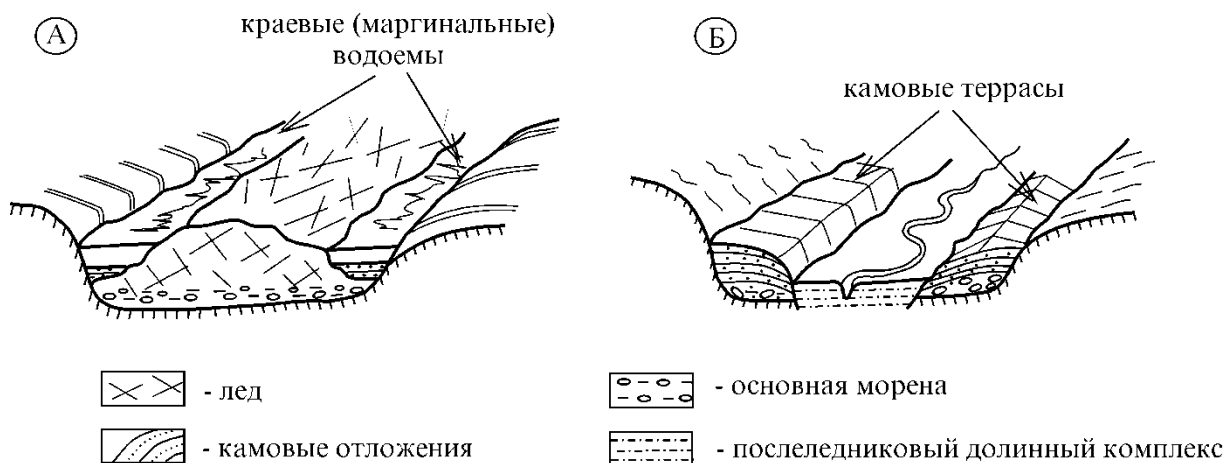


Рис. 28. Схема образования камовых террас

На севере Западно-Сибирской низменности в области морских трансгрессий (севернее Сибирских Увалов) ледниково-морские отложения Полуйской и Салехардской свит в составе Ямальской серии сложены хорошо сортированными тонкослоистыми морскими супесями, суглинками и глинами с прослоями тех же пород, но обогащенных крупнообломочным материалом. Мощность прослоев таких мореноподобных пород колеблется от десятков сантиметров до 20-30 метров. В явно морских и местами в мореноподобных отложениях встречена фауна арктических фораминифер и моллюсков. Описываемые отложения являются причиной продолжающихся до сих пор споров - часть исследователей мореноподобные отложения, особенно если в них не обнаружено морской фауны, считают континентальными моренами, переслаивающимися с морскими отложениями.

5.4.2. Рельеф и отложения приледниковой зоны

С внешней (дистальной) стороны от конечной морены главными формами рельефа и отложениями ледникового комплекса являются флювиогляциальные дельты, зандровые поля и ленточные глины приледниковых и ледниково-подпрудных озер.

Флювиогляциальные дельты представляют собой отложения подледных и внутриледных потоков с большим гидродинамическим напором, препятствующим отложению обломочного материала в каналах стока (т.е. в последних не образуются озы). Но зато на выходе из канала стока сразу за краевой мореной на суше или в приледниковом озере идет массовое сбрасывание материала потоком и образуется конус выноса по типу дельты, сложенный обломочным материалом с размерностью, быстро меняющейся в дистальном направлении, от валунов и гальки до песка. Отличительной чертой этих отложений является четкая наклонная слоистость в том же направлении. В случае слияния многих близко расположенных дельт формируется резко асимметричный (дистальный склон положе проксимального) вал, параллельный конечной морене, - *маргинальный оз.*

Дистальные более пологие склоны флювиогляциальных дельт плавно переходят в *зандровое поле* - слабо наклоненную от ледника равнину, образованную отложениями дробящихся и блуждающих потоков талой воды, переполненной наносами. В верти-

кальном разрезе этих отложений видно, что они сложены полого срезающими друг друга очень пологокосослоистыми и горизонтальнослоистыми пластами и линзами песков, по мере удаления от ледника сменяющихся алевритами и далее флювиогляциальными суглинками. От других видов суглинков, в частности, субаэральных лессовидных, флювиогляциальные отличаются присутствием алевритовых и песчаных прослоев. Общая мощность зандровых отложений обычно не превышает нескольких метров.

Во всех замкнутых понижениях рельефа вдоль внешнего края ледника как на удалении от него, так и примыкающих к нему, образуются приледниковые озера, в которых накапливаются оригинальные осадки с четкой сезонной слоистостью - *ленточные глины* (а также и алевриты и пески). Каждая годовая лента состоит из двух слоев: темного маломощного - от долей мм до 2-3 см глинистого зимнего и светлого, заметно более мощного - 3-5 и до 10-15 см алеврито-песчанистого летнего. Переход от летнего слоя к вышележащему зимнему постепенный с элементами градационной слоистости, кровля зимнего слоя всегда резкая, именно по ней отмечаются границы лент. Изучение ленточных глин легло в основу одного из геохронометрических методов определения возраста четвертичных отложений и форм рельефа (см. гл. 7.3.1).

5.4.3. Специфические мерзлотные процессы и формы рельефа зоны распространения многолетней мерзлоты (криолитозоны)

Практически вся приледниковая зона в периоды оледенений представляла собой зону развития многолетней ("вечной") мерзлоты, в пределах которой мерзлотные (криогенные) процессы создавали и создают разнообразные специфические формы микрорельефа и некоторые виды рыхлых отложений.

Промерзание и пучение рыхлых влагосодержащих пород приводит к изменению их строения и изменениям поверхности рельефа. В этих породах при их промерзании возникают вторичные *криотекстуры*. Разнообразие особенностей первичного строения пород: состава, характера слоистости, пористости и трещиноватости и, следовательно, степени насыщенности водой и путей и способов ее миграции в породе создавало большое разнообразие возникающих криотекстур - массивные с равномерным распределением льда, зернистые по порам, сетчатые, линзовидные, прожилковые, пятнистые, узорчатые. В случае движения промерзших масс (см. выше о моренах) в породах наблюдается комплекс динамических криотекстур в виде пластинчатости, складок волочения, следов обтекания пластичным материалом крупных жестких включений.

При значительной внутривидовой миграции воды в процессе промерзания происходит ее притягивание к центрам промерзания, в которых, таким образом, увеличивается объем пронизанных льдом пород. На поверхности рельефа это ведет к образованию *бугров пучения* высотой до нескольких м и диаметром до десятков м, на вершине которых могут возникнуть характерные радиальные и концентрические трещины растяжения. При больших масштабах описанного процесса после многократных размораживаний и замерзаний внутри бугра пучения может возникнуть линза чистого льда - *гидролакколит*, увеличивающийся затем из года в год. На поверхности это приведет к возникновению крупных холмов - булгуньяхов высотой до 30 - 40 м.

После исчезновения мерзлоты следы криотекстур в виде изменившегося характера слоистости, пористости, окраски (вторичное ожелезнение), появления мелкой дополнительной сбросовой трещиноватости, микропластических деформаций сохраняются в породах и служат индикатором палеокриологических процессов (см. гл. 7.2.1.1).

Морозобойное растрескивание в результате общей контракции объема пород при замерзании ведет к возникновению вертикальных трещин, на поверхности образующих систему сопряженных 5-6 сторонних многоугольников. В трещинах возникают вертикальные клиновидные ледяные жилы, вместе составляющие систему *полигонально-жилых льдов*. Ежегодное повторение замерзания и оттаивания ведет к расширению и углублению трещины, а увеличивающееся давление растущего ледяного клина на

стенки трещины - к микродеформациям во вмещающих породах и выдавливанию вверх рыхлого пластичного материала, в результате чего на поверхности по обе стороны от трещины возникают валики пучения грунта (рис. 29,А).

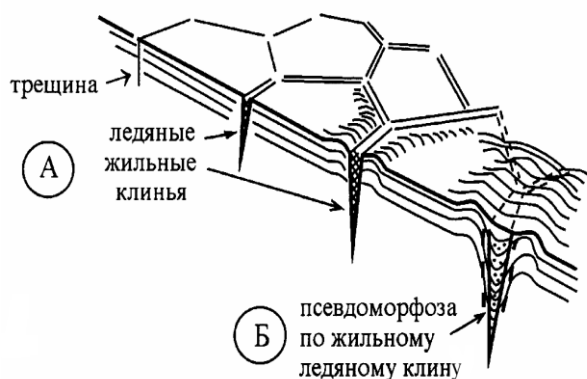


Рис. 29. Схема развития системы полигонально-жильных льдов от трещины через ледяные клинья к псевдоморфозам

Деградация, а затем и полное исчезновение льда приводит к заполнению трещины рыхлым материалом и образованию *псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам* (рис. 29,Б), являющихся надежным индикатором палеокриологических процессов. Принципиальным отличием этих псевдоморфоз от других форм заполнения трещин являются указанные выше явные следы давления со стороны ледяного клина и полосы оплывания и микросбросов непосредственно по контакту вмещающих пород с тающей ледяной жилой.

Сезонное промерзание и протаивание деятельного слоя ведет к солифлюкции (см.гл. 5.2.1 и рис. 9,Б), криогенному морозному выветриванию и морозной сортировке рыхлых грунтов.

Криогенное (морозное) выветривание может довести дезинтеграцию обломочного материала до размеров алевритовой фракции. Одновременно идет коагуляция глинистых частиц до тех же размеров. В результате возможно накопление криогенных "холодных" лессовых горизонтов, участвующих в разрезах субазральных водораздельных толщ Украины, юга Западной Сибири.

Морозная сортировка и вымораживание ведут к дифференциации разнофракционных рыхлых пород на мелкоземистую глинисто-суглинистую часть и крупнообломочную, образующую скопления, прослои и линзы в мелкоземистой массе. Выдавленная на поверхность рельефа в результате вымораживания обломочная фракция образует там небольшие полосы, гряды и валики.

Развитие полигональных систем трещин совместно с морозной сортировкой и вымораживанием создают на поверхности тундры своеобразный микрорельеф в виде *пятнистых, медальонных, полигональных* по рисунку почв. Для всех этих образований характерно чередование пятен растительности с голыми пятнами, сложенными глинисто-суглинистым материалом, часто выпуклыми, полигональные границы которых подчеркнуты валиками крупнообломочного материала.

Термокарстовые процессы начинают наиболее активно проявляться в периоды общей деградации мерзлоты. На дневной поверхности это выражается в появлении отрицательных форм рельефа - канав, блюдец, воронок, целых котловин размером до многих километров в результате просадок и опусканий грунта в местах сокращения мощности и затем полного исчезновения льда. Геометрия, структура и мощность исчезающего льда определяют размеры и форму термокарстового рельефа. Например, при таянии систем трещинных ледяных жил при условии свободного оттока талой воды возникает сетка термокарстовых коленоизогнутых канав, отделяющих друг от друга остаточные холмы - байджерахи с характерной беспорядочной мелкобугристой поверхностью.

При отсутствии свободного оттока талой воды возникает большое количество мелких небольших озер. В случае их слияния резкое увеличение общей массы воды вследствие ее повышенной теплоемкости ведет к прогрессирующему протаиванию мерзлых пород под дном озера, что, в свою очередь, ведет к дальнейшему его расширению и углублению. В конечном итоге возникают крупные временные озёрные водоемы, на дне которых могут накапливаться солифлюкционные озерные, болотные осад-

ки. Усиление эрозионной деятельности после исчезновения мерзлоты дренирует такие озера, и на их месте в рельефе сохраняются обширные понижения - *аласы*.

Весьма вероятно, что многие просадки и блюдца степной полосы юга России, трактуемые обычно как дефляционные или суффозионные, на самом деле представляют собой реликтовые термокарстовые формы.

5.4.4. Особенности ледникового комплекса горных стран

Влияние деятельности снега (нивальные процессы) и льда в горах начинает явно сказываться при приближении к снеговой линии.

В горных странах, вершины которых не поднимаются выше снеговой линии, в полосе летующих снежников, характеризующейся максимальным числом дней в году, когда суточная температура переходит через 0°C, интенсивно развивается снежная эрозия, заключающаяся в более интенсивном морозном выветривании под снегом и выносе продуктов выветривания солифлюкцией. В результате на поверхности склона появляется *снежный забой* – углубление, днище которого расширяется из года в год. На выпуклых в плане склонах этот процесс ведет к образованию *нагорных* (гольцовых) *террас* или *гольцовых педиментов* – пологонаклонных в ту же сторону, что и склон, площадок, покрытых курумами и заканчивающихся скальными уступами высотой до нескольких метров. Многолетние колебания снеговой линии относительно ее некоторого среднего положения ведут к тому, что гольцовые террасы ярусами располагаются друг над другом. Длительное отступление уступов террас в горизонтальном направлении ведет к расширению террас и в конечном итоге может привести к нивальной планации - полному срезанию вершины на уровне чуть ниже снеговой линии. В результате образуются уплощенные поверхности вершин гольцов, покрытые курумами, над которыми местами могут возвышаться скальные денудационные останцы (рис. 30 и 31, А и Б). Для эпиплатформенных гор существует проблема: является ли уплощенность гольцовых вершин результатом описанной гольцовой планации или эта уплощенность – реликт доорогенной поверхности выравнивания.

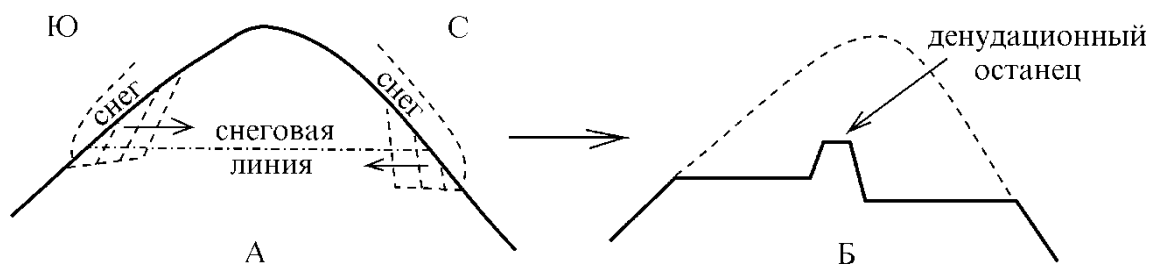


Рис. 30. Схема нивальной планации гольцового рельефа:

А – начало процесса – формирование снежных забоев и гольцовых террас;

Б – конечный результат – полное срезание и формирование поверхности гольцового выравнивания

На вогнутых в плане склонах, в местах многолетнего накопления более мощных толщ снега образуются уже не террасы, а округлые углубления в склоны – *снежные цирки*. По мере их углубления наступает момент, когда мощность накапливающегося снега становится достаточной для превращения его в лед и нивальная (снежная) эрозия сменяется идущей гораздо энергичнее ледниковой экзарацией. В конечном итоге формируются *кары*, - крутосклонные до отвесных циркообразные углубления, с диаметром до нескольких км, резко врезанные в склоны гор. Днища современных каров, расположенных ниже снеговой линии, заняты озерами, по их внешнему, подгорному краю на выходе из кара часто наблюдаются небольшие конечные морены (рис.32).

И гольцовые террасы, и одиночные кары, и встречающиеся местами ниже по склонам погребенные под склоновыми отложениями реликтовые курумы являются свидетелями более низкого по сравнению с современным положения снеговой линии в период максимального развития четвертичного оледенения. В горах южной Сибири эта разница колеблется от первых сотен метров (Кузнецкий Алатау) до одного км (Алтай).



Рис. 31 А. Срезанные гольцовой планацией вершины массива г. Мустаг, Горная Шория. Стрелкой помечены денудационные останцы, более крупное фото которых приведено на рис. 31,Б (фото автора)

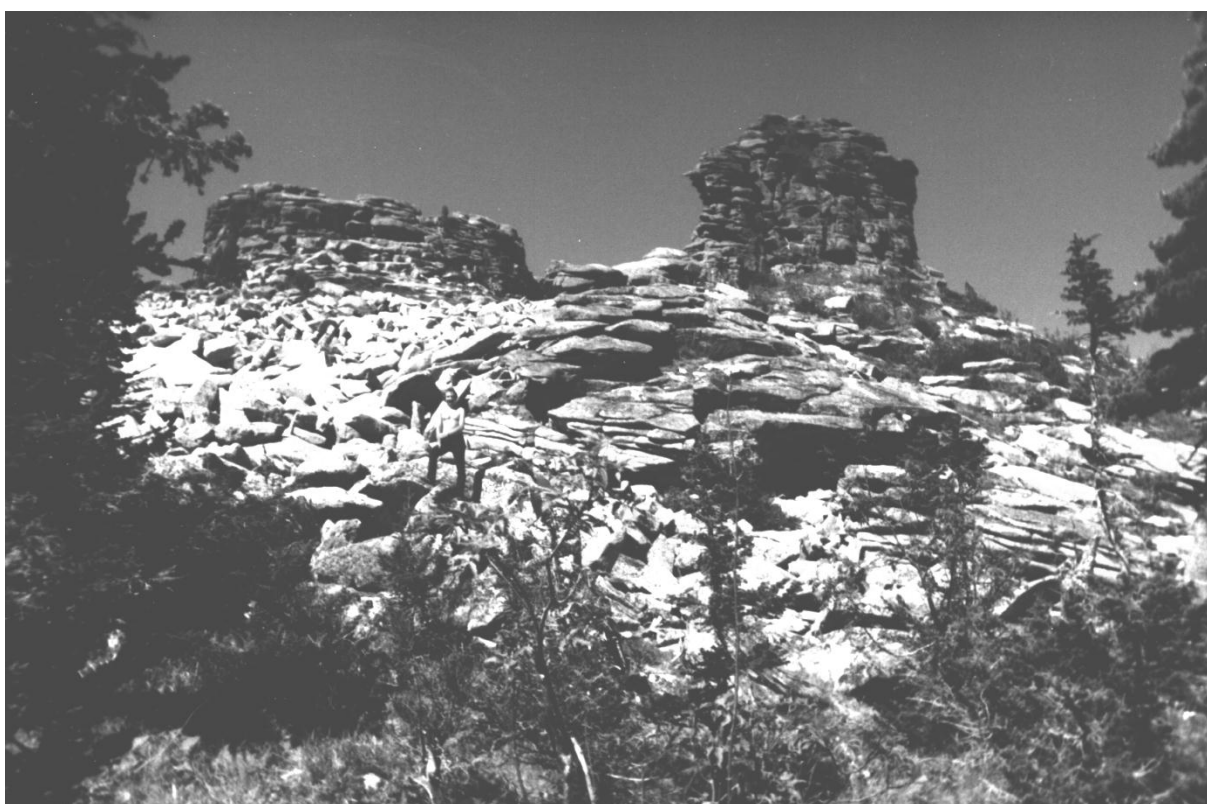


Рис. 31 Б. Курумы и денудационные останцы на южной вершине массива г. Мустаг (фото автора)

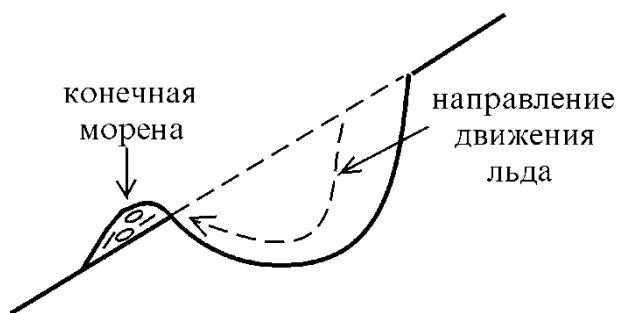


Рис. 32. Схема образования кара

В горных странах, существенно возвышающихся над снеговой линией, развивается горно-долинное оледенение, формирующее **Альпийский рельеф гор**. В горно-долинный ледниковый комплекс входят (рис.33): область питания в виде фирнового бассейна, представляющего собой (после полной деградации оледенения) гигантский кар; ледниковая долина - трог с характерным продольным и поперечным профилем (рис. 34); основная

и четко разделенная на береговые (боковые) и конечные фации краевая морена; камовые террасы, камы, озы и зандры.

Развитие альпийского рельефа, главным образом, расширение днищ фирновых бассейнов-каров также ведет к срезанию вершин гор и общей планации рельефа. В промежуточную стадию по мере сближения стенок каров разделяющие их горные массивы приобретают форму крутосклонных пиков - *карлингов*, которые и придают всему рельефу неповторимый островершинный альпийский вид. В конечном итоге дальнейшее расширение каров приводит к слиянию их днищ, исчезновению разделявших их карлингов и образованию *эквиплена* - поверхности высокогорного выравнивания на уровне днищ фирновых бассейнов, т.е. несколько выше снеговой линии.

Морены горно-долинных ледников отличаются от морен равнинных покровных ледников большим процентным содержанием грубообломочного материала и присутствием хорошо окатанных валунов и галек, очевидно захваченных из доледникового аллювия. Поэтому не всегда легко отличить боковую морену исчезнувшего ледника от аллювиальной террасы. В спорных случаях в пользу морены свидетельствуют явная валоподобность аккумулятивного тела, наличие желобообразного понижения между мореной и склоном, перегораживание устьев долин небольших притоков.

- 1 - фирновые бассейны
- 2 - ледник
- 3 - карлинги
- 4 - боковые морены современного ледника
- 5 - срединная морена современного ледника
- 6 - конечная морена современного ледника
- 7 - основная морена предыдущей фазы наступания ледника
- 8 - оз
- 9 - кам
- 10 - камовая терраса
- 11 - боковая морена предыдущей фазы наступания ледника
- 12 - конечная морена предыдущей фазы наступания ледника
- 13 - долинное зандровое поле

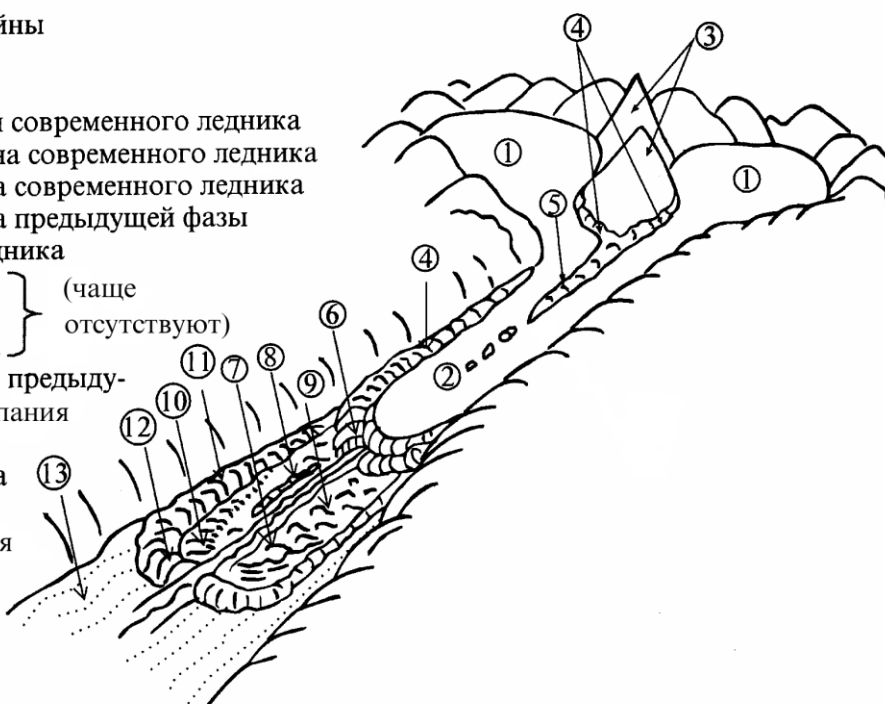


Рис. 33. Строение горно-долинного ледникового комплекса (по Р.Флинту, с дополнениями)

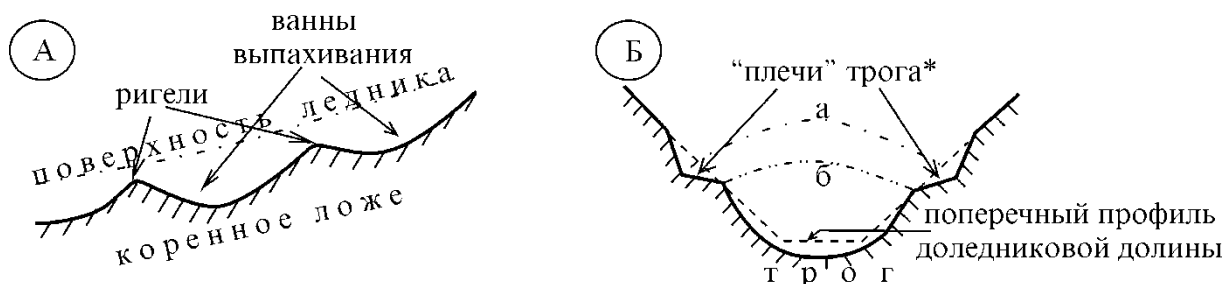


Рис. 34. Строение трога:

А – продольный, Б – поперечный профили; а, б – варианты поверхности ледника

Для основной морены горно-долинных ледников характерен мелкохолмисто-западинный рельеф. Местами встречается сетчато-ячеистый рельеф в виде асимметричных в поперечном сечении (более крутым является дистальный склон) дугообразно выгнутых вниз по долине гряд, расположенных косопоперечно к направлению движения ледника и отражающих, очевидно, блоковый характер этого движения по внутренним сколам. При увеличении длины моренных гряд до перегораживания всей ширины трога и высоты до нескольких метров рельеф поверхности морены начинает напоминать гигантскую рябь течения - *ребристая морена*.

Водно-ледниковый комплекс горно-долинных ледников, в целом, не отличается от связанного с покровными ледниками.

Некоторые виды водно-ледниковых отложений гор являются предметом продолжающихся дискуссий. Например, известные "Высокие террасы р. Катунь", а также гигантская рябь на поверхности Курайской котловины (рис. 35) на Алтае, сложенные грубокосослоистыми и горизонтальнослоистыми градационными, преимущественно валунно-галечными отложениями, рассматриваются и как ребристая морена, и как обычный горный аллювий повышенной мощности, и как отложения гигантских паводков (дилювий йокульлаупов, по А.Н. Рудому) после прорыва ледниково-запрудных озер.

5.5. ГЕОМОРФОЛОГИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ (Береговая морфоскульптура)

В данной главе рассматривается только строение и основные закономерности развития рельефа береговой зоны. Все вопросы особенностей состава, строения, генетической и фациальной принадлежности и условий формирования прибрежных отложений опускаются, тем более, что все это традиционно излагается в курсах литологии и в разделе, посвященном фациальному анализу в курсе исторической геологии

Береговая зона - полоса взаимодействия моря и суши - включает в себя *подводный береговой склон* (литораль), рельеф которого обусловлен волновой деятельностью, и *берег* - часть суши, активно преобразованной волно-прибойной деятельностью, с формами как абразионного, так и аккумулятивного происхождения. Верхняя часть подводного берегового склона и нижняя часть берега в пределах приливно-отливной полосы и зоны наиболее активного проявления волно-прибойной деятельности выделяется в *пляж*. Со стороны суши к берегу примыкает *побережье* - полоса, сохраняющая древние береговые формы, а подводный береговой склон с увеличением глубины через перегиб дна переходит в *прибрежное мелководье*.

* Происхождение «плечей» трога, несмотря на более чем 150-летнюю историю их изучения, до сих пор окончательно не выяснено. Вариант положения поверхности исчезнувшего ледника «а» на рис. 34,б подтверждается наличием на «плечах» трога форм ледниковой экзарации и моренного материала, но в этом случае совершенно не ясен механизм образования самих «плечей». По варианту «б» «плечи» трога представляют собой педименты, развивавшиеся от поверхности ледника, служившего временным базисом денудации для выше расположенной части склона. Но в этом случае на них не должно быть следов деятельности ледника.

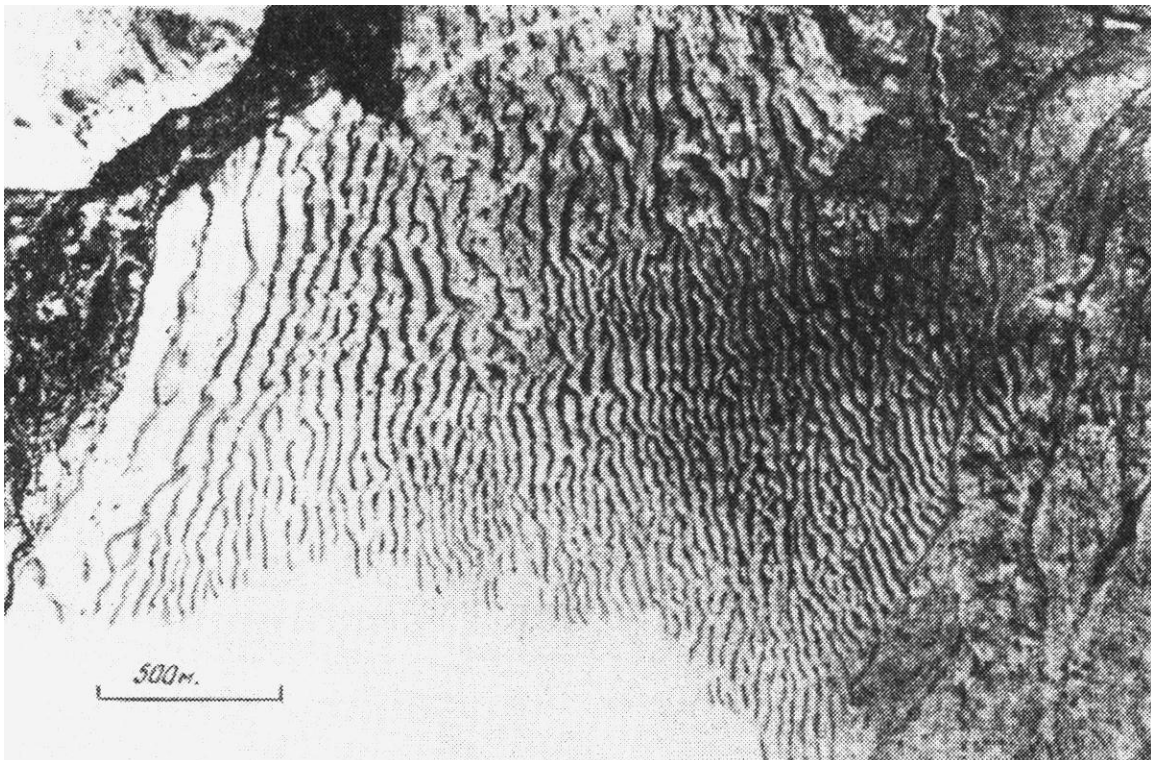


Рис. 35. Поля гигантской ряби течения: *вверху – на 20-30 - метровой террасе Ка-Хема, 3 км выше Кызыла, Тува (фото П.А.Окишева); внизу – на правом берегу р. Тете, Курайская впадина, Алтай (Заимствовано у А.Н. Рудого)*

Строение береговой зоны определяется, с одной стороны, характером действия активных процессов - силой и направлением волноприбойной и приливно-отливной деятельности, течений и, с другой стороны, влиянием пассивных факторов - первичного эрозионно-тектонического расчленения, геологического строения и общего уклона суши. В отдельных случаях строение берега определяется и другими факторами - биогенными, вулканическими, аккумулятивной деятельностью рек и др.

В целом, вся деятельность моря при данном его уровне в течение берегового геоморфологического цикла направлена на выработку профиля равновесия и - в плане - линии предельного выравнивания берега.

В зависимости от сочетания указанных факторов и стадии берегового морфоцикла все берега можно разделить на следующие виды (по А.С. Ионину, П.А. Каплину и В.С. Медведеву, в сокращении и с добавлениями).

А. Молодые ингрессионные берега начальной стадии берегового морфоцикла, еще не измененные морем, строение и конфигурация которых в плане почти полностью обусловлены рельефом и геологическим строением затопленной суши.

1. Первично ровные тектонические берега, совпадающие с линиями разломов или с простираем молодых складчатых структур.

2. Первично расчлененные *риасовые* (лопастные, бухтовые) берега сложной конфигурации с большим количеством бухт, заливов, островов, возникающие при ингрессии моря на сушу со сложнорасчлененным рельефом.

Отдельными видами таких берегов являются: *далматинский*, возникающий при совпадении береговой зоны с первично складчатым прямым рельефом (антиклинали - мысы и острова, синклинали - заливы и проливы); *лиманный (эстуарный)*, возникающий при затоплении нижних частей долин на низменных приморских равнинах; *фиордовый*, возникающий при затоплении фиордов; *шхерный* - самый сложный по конфигурации с большим количеством мелких островов и бухт, возникающий при затоплении экзарационных равнин с беспорядочным расположением мелких ванн выпавивания, курчавых скал и бараньих лбов; *вулканический* - спускающиеся в море склоны вулканов, застывшие лавовые потоки и т.д. (рис.36).

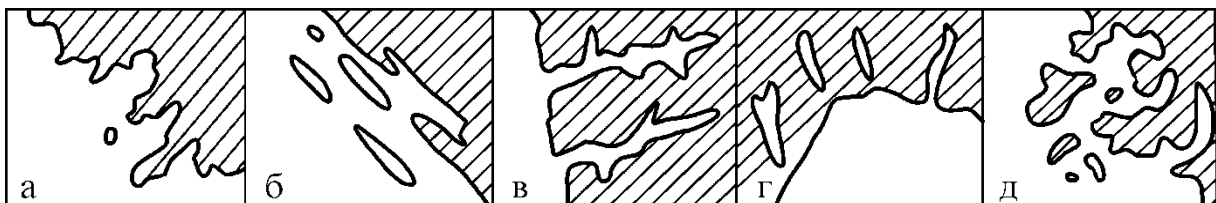


Рис. 36. Некоторые типы первичных ингрессионных берегов:

а - *риасовый*; б - *далматинский*; в - *фиордовый*; г - *лиманный*; д - *шхерный*

Б. Берега, сформированные преимущественно волновыми процессами - берега предыдущей группы, в той или иной степени переработанные морем. Процесс переработки сводится к формированию *абразионного* берега на приглубых и *аккумулятивно* - на отмелях участках береговой зоны (рис.37). Выработка профиля равновесия абразионного берега происходит путем отступления суши и расширения абразионной площадки (бенча) и ее подводного продолжения - аккумулятивного склона. Выработка профиля аккумулятивного берега осуществляется путем перемещения наносов в зависимости от интенсивности набегавшей волны и отступающего потока к берегу (крупные) и от берега (мелкие), в результате чего формируется пляж и подводный аккумулятивный склон, осложненные серией *береговых валов*, наиболее крупные из которых - *бары* - располагаются или у самой береговой линии или на линии перегиба подводного берегового склона к прибрежному мелководью.

В плане, в зависимости от направления движения наносов вдоль берега и конфигурации последнего, создается ряд аккумулятивных намывных форм: *примкнувшие - аккумулятивные террасы* на вогнутых берегах, *наволоки* на слабо выраженных широких выступах берега; *свободные - косы*, отходящие от мысов вдоль берега в сторо-

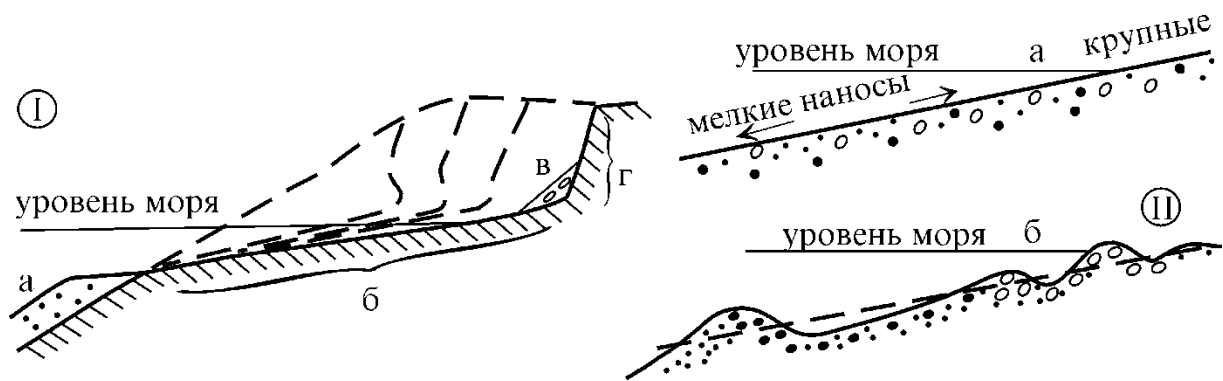


Рис. 37. I – стадии развития абразионного берега:
 а – аккумулятивный склон, б – абразионная площадка (бенч),
 в – осыпь у подошвы отмершего клифа, г – клиф
 II – начальная (а) и конечная (б) стадии развития аккумулятивного берега

ну движения наносов, *стрелки*, отходящие от мысов в море при движении наносов навстречу друг другу; *замыкающие* – *пересыпи*, отчленяющие лиманы и бухты (последние превращаются таким образом в лагуны), *переймы*, соединяющие острова с берегом; *отчлененные* - аккумулятивные острова (рис. 38).

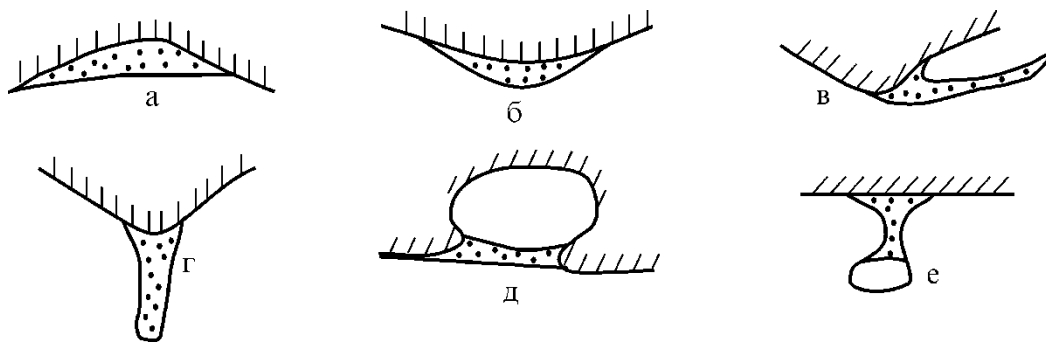


Рис. 38. Некоторые береговые аккумулятивные формы:
 а – аккумулятивная терраса, б - наволок, в – коса, г – стрелка, д – пересыпь, е – перейма

В процессе выравнивания берега море стремится путем абразии срезать все выступающие части берега и затянуть наносами все бухты и заливы. В зависимости от преобладания эрозии или аккумуляции, а также степени выровненности различают: а) *выравнивающиеся* - абразионно-бухтовые и абразионно-аккумулятивно-бухтовые берега; б) *выровненные* (стадия зрелости берегового морфоцикла) - абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные берега (рис.39). Среди последних при значительных приливах и отливах, охватывающих участки с наиболее пологим берегом, развиваются *ваттовые* берега с широким илистым, нанесенным приливом, пляжем, расчлененным каналами стока отливных вод.

С достижением профилей равновесия и предельного выравнивания берега активное влияние моря на береговую зону прекращается и наступает последняя стадия берегового морфоцикла - стадия деградации берега, заключающаяся в эрозионно-денудационном расчленении, сглаживании отмерших клифов и золотой переработке пляжей.

В. Берега, сформированные преимущественно неволновыми факторами: *дельтовые*, *маршевые*, образующиеся путем заболачивания, и *мангровые* - образующиеся путем зарастания ваттов и полуотчлененных лагун; *коралловые*; *термоабразионные* - берега, в строении которых участвует многолетняя мерзлота и погребенные льды; и др .

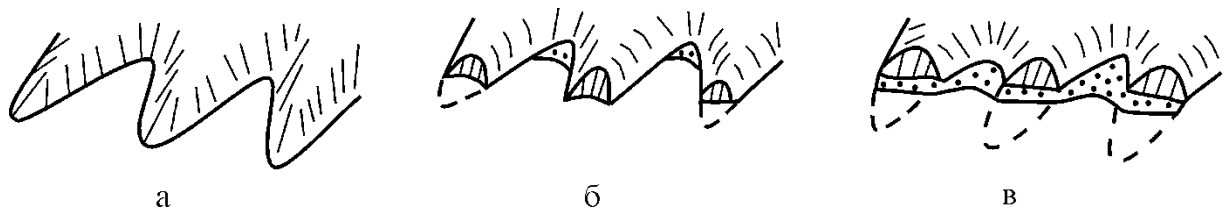


Рис. 39. Береговой морфоцикл. Стадии превращения первичного ингрессионного бухтового берега (а) в выравнивающийся абразионно-аккумулятивно-бухтовый (б) и далее в выровненный абразионно-аккумулятивный берег (в)

Любое нарушение равновесия берега в результате эвстатических колебаний уровня воды в водоеме или тектонических поднятий и опусканий береговой зоны, вызывающих ингрессии, трансгрессии и регрессии моря, ведут к началу следующего морфоцикла - выработке выровненного берега применительно к новому положению уровня моря. Абразионные площадки и аккумулятивные пляжи предыдущего берегового морфоцикла в условиях общего прерывистого тектонического поднятия побережья превращаются, соответственно, в абразионные и аккумулятивные *морские террасы* - ступенеобразные формы рельефа, осложняющие берег (на Алжирском побережье Средиземного моря, например, известно девять таких террас высотой от 20 до 350 м над уровнем моря). В устьях крупных рек морские террасы часто сочленяются с одноцикловыми длинными террасами.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

6.1. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОРНЫХ СТРАН

Горами, как указывалось выше, называются участки земной поверхности, поднятые относительно прилегающих равнин, характеризующиеся значительными абсолютными (> 500м) и относительными (> 100-200м) отметками и большой густотой эрозионного расчленения.

Геологический аспект горообразования (орогенеза) был рассмотрен в IV-м разделе. По любой из гипотез горообразование на поверхности Земли выражается в активизации положительных НТД, усилении их контрастности, что ведет к длительному преобладанию эффекта воздымания участка над процессом его общей денудации. Скорость современных поднятий гор по данным повторных нивелировок достигает 20 см/год (Япония), а суммарная амплитуда вертикального перемещения донеогеновой поверхности за весь неотектонический этап - до 10 км при контрастности до 400м/км (Тянь-Шань).

Эмпирически в географии давно сложилось и перешло в геоморфологию подразделение горных сооружений и их частей по форме в плане и размерам. Четкого морфологического, генетического или возрастного содержания ниже перечисленные категории не имеют.

Горный пояс (Альпийско-гималайский, Урал) - наиболее крупные линейные горные сооружения, гетерогенные по механизму горообразования, строению и возрасту геологического основания. **Страна*** (Большой Кавказ, Забайкалье, Алтае-Саянская горная область) - часть горного пояса или единица того же порядка, но без явно выраженной линейности. **Система** (Алтай, Тянь-Шань) - однородная по механизму горообразования, строению и возрасту геологического основания часть пояса или страны, состоящая из нескольких хребтов или массивов, разделенных межгорными впадинами. **Нагорье** (Тибет, Памир, Армянское) - единица того же порядка, что и страна или система, представляющая собой сочетание хребтов, массивов, плоскогорий на общем геологическом цоколе, высотно и морфологически отделенная от окружающего рельефа. **Плоскогорье** (Средне-Сибирское, Декан) - разновидность нагорья, характеризующаяся уплощенностью водораздельных пространств. **Хребет** (Главный Кавказский, Катунский на Алтае, Заилийский Алатау северного Тянь-Шаня) - основная единица горной системы, отдельно взятая цепь вершин, соединенных высокими седловинами. **Кряж** (Тиман, Мугоджары) - то же, что и хребет, но с меньшими абс. отметками и более мягкими формами. **Массив** (Пустаг в Горной Шории, Таскылы Кузнецкого Алатау) - относительно слабо расчлененное, выделяющееся из окружающих гор поднятие, часто представляющее собой отпрепарированное денудацией крупное интрузивное тело. **Узел** - точка соединения нескольких хребтов в горной системе, поэтому часто представлена группой наиболее высоких вершин в данном горном сооружении.

6.1.1. Типы гор по отношению к главнейшим геотектоническим структурам, характеру НТД, по строению и возрасту геологического основания

Большинством авторов выделяются два основных типа гор: *эпигеосинклинальные* (молодые, первичные) и *эпиplatformенные* (возрожденные). По терминологии НГТ это, соответственно, горы подвижных складчатых поясов и внутриконтинентальные (внутриплитные) горы.

Формирование эпигеосинклинальных (т.е., возникших на месте геосинклиналей) гор является составной частью и непосредственным продолжением процесса развития

* Здесь и в дальнейшем определение «горная» или «горный» для экономии места опущены.

геосинклиналей. Соответственно, выделяются две стадии развития эпигеосинклинальных гор. Для собственно *геосинклинальных гор горно-геосинклинальной стадии развития*, примером которых может служить переходная зона западной и юго-западной окраины Тихого океана (островные дуги, окраинно-материковые геосинклинальные котловины и глубоководные желоба), характерно:

- увеличение контрастности рельефа, выражающееся в прогибании геосинклинальных котловин и желобов, где идет накопление мощных толщ осадков, и воздымание островных дуг;

- промежуточный, неустойчивый, пятнистый характер земной коры с тенденцией перехода от океанической в континентальную под островными дугами и наоборот - под котловинами и желобами;

- интенсивный вулканизм с формированием вулканогенного рельефа, насаженного на геологические структуры островных дуг;

- полная унаследованность рельефом геологических структур;

- прямой рельеф (мегантиклинории - островные дуги и т.д.).

Стадии замыкания (после общей инверсии) геосинклинали перед превращением их в платформы соответствуют *эпигеосинклинальные горно-складчатые сооружения* (например, Альпийско-Гималайский пояс), для которых характерно общее воздымание с вовлечением в поднятие и областей прогибания и осадконакопления, межгорных и предгорных котловин; прекращение вулканизма; «континентизация» земной коры; явление (рис. 4), на фоне общего прямого, также полуобращенного и обращенного рельефа (возникновение хребтов на месте недавних прогибов).

Формирование эпиплатформенных (т.е. на месте платформ), главным образом, эпипалеозойских гор, возможно, является принципиально новым процессом в истории Земли (Н.И. Николаев, В.В. Белоусов) и составляет специфическую особенность неотектонического этапа.

Для эпиплатформенных гор (Тянь-Шань, Алтае-Саянская горная область и др.) в целом характерно:

- несколько меньшие, чем для эпигеосинклинальных гор, амплитуды НТД и, следовательно, абсолютные высоты;

- гетерогенность геологического основания - общим поднятием охвачены разновозрастные и по-разному ориентированные геотектонические структуры (например, на Алтае от байкалид до герцинид) и, как следствие, отсутствие унаследованности рельефа от геологических структур основания (аструктурность рельефа) тем большее, чем древнее возраст геологического основания;

- широкое развитие обращенного рельефа (например, Иссык-Кульская впадина, долина р. Чу в Тянь-Шане заложились на древних антиклинориях и срединных массивах герцинид);

- отсутствие или слабое развитие магматизма, хотя в отдельных районах (Забайкалье, нагорье Сангилен в Туве, мезозойды СВ России) неотектоническое преобразование сопровождалось значительной вулканической деятельностью.

Существуют и несколько иные подходы к началу классификации гор. Например, Н.В. Башенина среди гор выделяет: а) горы платформ (соответствующие части эпиплатформенных гор), б) горы подвижных поясов, которые подразделяются на молодые, новообразованные горы (соответствующие эпигеосинклинальным), горы возрожденных древних подвижных поясов и горы активизированных щитов, соответствующие эпиплатформенным.

По типу неотектонических движений и характеру деформации доорогенной поверхности горы подразделяются на *сводовые*, характерные для невысоких эпиплатформенных гор, когда доорогенная поверхность поднимается в виде общего свода; *складчатые*, более характерные для эпигеосинклинальных гор, когда доорогенная поверхность помимо общего поднятия сминается в мегаскладки шириной в десятки и сотни километров и амплитудой до нескольких километров; *глыбовые*, также более характерные для эпиплатформенных гор, когда доорогенная поверхность в соответствии с дифференцированными движениями глыб фундамента горного сооружения

оказывается разорванной по зонам молодых тектонических нарушений и отдельные ее части в каждом блоке - поднятыми или опущенными на разную высоту (рис. 40). Встречаются и комбинации указанных типов гор сводово-складчатые, складчато-глыбовые.

Объединяя в одну систему разные подходы к классификации гор, С.К. Горелов (1984 г.) выделяет следующие их типы и подтипы.

I. Эпигеосинклинальные, преимущественно сводово-складчатые горы

1. Созданные процессами интенсивного горизонтального сжатия по краям литосферных плит – Копет-Даг, Верхоянский хребет, Карпаты;
2. Созданные процессами умеренного горизонтального сжатия и последующего вздымания ранее консолидированных гор – Гиссаро-Алай;
3. Созданные процессами интенсивного регионального вулканизма в зонах сочленения континентальных и океанических плит – Монголо-Охотский и Камчатско-Курильский горные пояса;
4. Созданные процессами изостатического выравнивания блоков земной коры на контрастных границах континентальных плит и внутригеосинклинальных бассейнов – Крымские горы;

II. Эпиplatformенные, преимущественно сводовые и сводово-глыбовые горы

1. Созданные новейшим поднятием древних, сильно разрушенных горных систем («возрожденные») – большинство эпиplatformенных гор (Урал, Алтае-Саян, Тянь-Шань);
2. Реликтовые («остаточные») горы – некоторые горные массивы северо-западного Тянь-Шаня, Южного Урала;
3. Созданные локальным «взламыванием» древних пенепленов (глыбовые горы) – Кольский полуостров, Чингистау, Тиман;
4. Созданные слабым «обновлением» новейшими поднятиями «руин» древних горных сооружений.

Следует заметить, что между подтипами 1 и 3 и 2 и 4 существенной разницы нет, и выделение этих подтипов в значительной степени искусственно.

III. Горные сооружения рифтовых зон

1. Континентальные;
2. Океанические

Отдельно в классификации С.К. Горелова рассматриваются - нагорья: структурно-глыбовые (Становое) и вулканические (Армянское).

По тектоническому строению (внутренней структуре геологического основания гор) можно выделить, несмотря на все его разнообразие, четыре основных типа гор (В.Е. Хаин); *складчатые, складчато-надвиговые, складчато-блоковые, блоковые*. Отдельную группу составляют все горы на горизонтальном и слабодислоцированном геологическом основании - столовые, куэстовые.

Наконец, И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков считают необходимым классифицировать эпиplatformенные горы по геологическому возрасту основания, выделяя горы на докембрийском, каледонском, герцинском и т.д. геологическом основании.

Таким образом, суммируя выше сказанное, можно, например, Кавказ определить как эпигеосинклинальные сводово-складчатые горы на складчато-надвиговом основании альпийского возраста, а Тянь-Шань - как эпиplatformенные сводово-складчато-глыбовые горы на складчато-блоковом основании герцинского возраста.

6.1.2. Морфологическая и морфометрическая (по высоте) классификация гор

Одним из интересных и до конца не разработанных теоретических вопросов горообразования, исходя из соотношения эндогенных и экзогенных РП, является вопрос о предельно возможной высоте гор на Земле. Давно замечено, что в любой горной системе вершины гор достигают некоторого общего уровня (уровень вершинной поверхности гор К.К. Маркова, верхний денудационный уровень А. Пенка). Долгое время считалось, что выше этого уровня горы подняться не могут, т.к. скорость денудационного срезания вершин на этом уровне опережает любую скорость неотектонического поднятия. Но выше (гл. 3.2.1) было показано, что скорость поднятий может опережать скорость

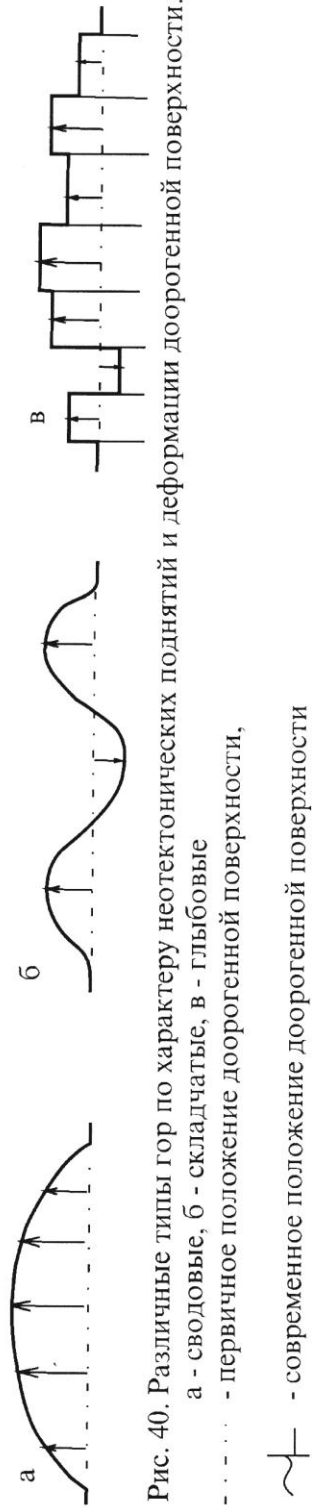


Рис. 40. Различные типы гор по характеру неотектонических поднятий и деформации доорогенной поверхности:

а - сводовые, б - складчатые, в - глыбовые

- - - - - первичное положение доорогенной поверхности,

— — — — — современное положение доорогенной поверхности

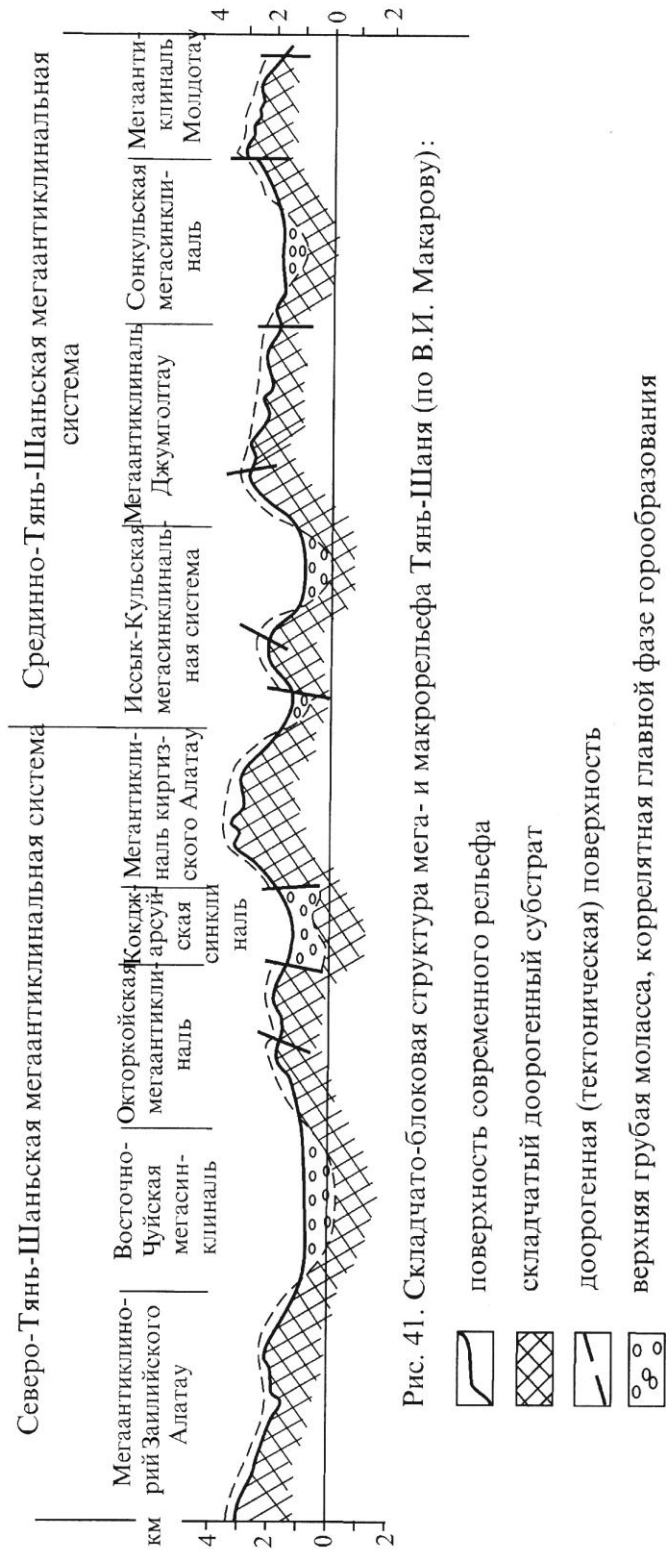


Рис. 41. Складчато-блоковая структура мега- и макрорельефа Тянь-Шаня (по В.И. Макарову):

— — — — — поверхность современного рельефа

▨ — — — — — складчатый доорогенный субстрат

▧ — — — — — доорогенная (тектоническая) поверхность

○ ○ — — — — — верхняя грубая моласса, коррелятная главной фазе горообразования

денудации, вплоть до условий «отрыва».

Все это позволяет по-новому оценить верхний денудационный уровень. По мнению автора, он определяется способностью земной коры или тектоносферы в целом, как единой материальной системы с определенными механическими свойствами, к колебательным движениям с ограниченной амплитудой.

Эмпирически издавна сложилось следующее деление гор по морфологии и по абсолютным и относительным отметкам.

Высокогорный рельеф. Абсолютные отметки вершин более 2000м; относительные превышения водоразделов над долинами более 700-800 м. Для высокогорного рельефа характерны резкая очерченность рельефа, узкие глубокие, резко врезанные долины с V-образным поперечным и не выработанным порожистым продольным профилем; крутые, преимущественно гравитационного сноса склоны, сильно отстающие в своем развитии от врезания речной сети. В случае достижения снеговой линии на вершинах развивается альпийский ландшафт - комплекс горно-ледниковых форм рельефа (кары, фирновые бассейны, карлинги, трюги, ледники).

Средневысотный (среднегорный, горно-таежный) рельеф имеет абсолютные отметки и относительные превышения 1000-2000 м и 400-700 м, соответственно. Для этих гор характерен заметный контраст между мягкостью, округлостью вершин, плавно переходящих в склоны водоразделов средней крутизны, среди которых преобладают склоны делювиального (дефлюкционного) сноса и накопления, и резко врезанным горным характером эрозионной сети, хотя долины основных рек уже близки к стадии зрелости и характеризуются достаточно широким ящикообразным поперечным профилем и четко выраженной поймой. Выше верхней границы леса (но ниже снеговой линии) формируются уплощенные гольцовые вершины с характерным комплексом морозно-солифлюкционных и морозно-нивалных форм мезо- и микрорельефа - гольцовых террас, курумов, денудационных останцов, каров, гольцовых поверхностей выравнивания.

Низкогорный рельеф морфологически не отличается от среднегорного рельефа, но обладает меньшими абсолютными и относительными отметками, составляющими 500-1000 и 100-300 м, соответственно.

Горно-останцовый рельеф, островные горы являются разновидностью средне- и низкогорного рельефа, отличаясь изолированностью небольших горных массивов и отдельных вершин, разделенных долинами или денудационными понижениями - широкими и глубокими седловинами, педиментными проходами.

Мелкосопочник, холмистый рельеф с абсолютными и относительными отметками менее 500 м и 100-200 м, строго говоря, к горам не относится, но рассматривается здесь как возможный конечный результат денудации гор.

Происхождение перечисленных морфологических категорий рельефа может быть двояким. Во-первых, теоретически, как считал В.М. Девис, можно представить себе превращение высоких гор в процессе нисходящего развития через средние и низкие горы в мелкосопочник. Но установлено, что даже некоторые мелкосопочники, не говоря уже о низких и средних горах, с момента своего зарождения большую часть времени испытывали восходящее развитие (судя, например, по наличию лестниц вложенных террас) и находятся в фазе восходящего развития современного морфоцикла. Следовательно, во-вторых, перечисленные морфологические типы и прежде всего их абсолютные высоты - результат изначального соотношения интенсивности неотектонического поднятия и денудации горной страны.

Морфологическое разнообразие гор бесконечно. Иногда в зависимости от конфигурации общего профиля вершин, степени их выраженности, взаимного расположения в плане, соотношения ширины долин и водоразделов при описании внешнего вида гор употребляются весьма общие определения: островершинные, с выпуклыми, слабовыпуклыми, уплощенными вершинами, массивные, гребневидные, островные, столовые и др.

6.1.3. Генетическая классификация гор (по рельефообразующим процессам)

В литературе и в легендах к геоморфологическим картам можно встретить несколько устаревшую и примитивную классификацию гор на *вулканические, тектонические, эрозионные и денудационные*. К сказанному в главе «Геоморфологическая систематика» об этих терминах следует добавить, что в старых классификациях (например, у И.С. Щукина) под тектоническими горами понимались горы со сложным строением геологического основания. Им противопоставлялись эрозионные горы на слабо-дислоцированном геологическом основании (в частности, столовые).

Дальнейшая более дробная классификация горных стран может быть произведена по более мелким деталям их морфологии и морфометрии - по густоте и глубине эрозионного расчленения, форме, размерам и взаимному расположению в плане водоразделов и эрозионных форм, крутизне склонов, особенностям отражения в рельефе мелких деталей геологического строения, комплексам специфических экзогенных (эоловых, ледниковых, нивальных и т.д.) форм.

6.1.4. Некоторые черты строения горных сооружений

6.1.4.1. Мега- и макрорельеф горных стран

Все горные страны, кроме сводовых, представляют собой систему сопряженных положительных и отрицательных форм мега- и макрорельефа - поднятий и впадин нескольких порядков, наложенных друг на друга. В зависимости от типа деформации доорогенной и раннеорогенных поверхностей (складчатые, глыбовые движения, их сочетание и порядки) конкретные формы, размеры и взаимное положение поднятий и впадин будут своеобразными у каждой горной страны.

Все положительные и отрицательные формы мега- и макрорельефа гор являются морфоструктурами, возникшими в результате сводово-глыбовых и сводово-складчатых вертикальных неотектонических движений. Одновременно они представляют собой поверхностное выражение крупных антиклиналей-сводов, осложненных пологокрыльми антиклиналями и синклиналями, или крупных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, а также чистых горстов и грабенов. При этом отрицательные морфоструктуры - синклинали, грабен-синклинали и грабены, выраженные в рельефе межгорными впадинами и крупными тектоническими долинами, лишь в начале своего формирования выступают как области абсолютного опускания, а затем вовлекаются в общее поднятие и становятся участками лишь относительного опускания, т.е. просто отстают в скорости поднятия от соседних положительных морфоструктур.

К формам мегарельефа в горных сооружениях относятся основные хребты и их цепи, массивы, нагорья и крупнейшие межгорные впадины. Формы макрорельефа представлены отдельными хребтами и меньшего размера межгорными впадинами и крупными тектоническими долинами. Например, в сводово-складчатом горном сооружении Большого Кавказа можно выделить две положительные формы мегарельефа - Главный Кавказский хребет и нагорье Малого Кавказа. Их разделяет отрицательная форма мегарельефа - Куринско-Рионская межгорная впадина. В свою очередь, в пределах восточной части мегаформы Главный Кавказский хребет и его северного и южного склонов можно выделить (с севера на юг) следующие формы макрорельефа: Терский хребет, Алханчуртовскую долину, Сунженский хребет, Чеченскую равнину, Главный Кавказский хребет, Алазанскую впадину (долину), Гомборский хребет.

Примером глыбово-складчатых гор может служить Тянь-Шань (рис. 41), в котором главную роль в формировании мега- и макрорельефа и, соответственно, неотектонических морфоструктур двух порядков - мегаантиклинальных и мегасинклинальных систем и осложняющих их мегаантиклиналей и мегасинклиналей, кроме пологих сводовых складок, играют перемещения блоков по юным и подновленным разломам.

6.1.4.2. Геоморфологическая зональность и ярусность горных стран как отражение стадийности (цикличности I -го порядка) их образования

В строении горных стран, в общем случае, можно выделить несколько концентрически расположенных зон, формировавшихся в несколько стадий (по Н.П. Костенко, упрощенно и с изменениями).

Во вступительную стадию на фоне общего незначительного поднятия начинается деформация предорогенной поверхности выравнивания с заложением и дальнейшим кондендационным развитием первичных пологосклонных хребтов водоразделов и широких долин - впадин (с прямыми соотношениями рельефа и геологических структур в эпигеосинклинальных горах). В межгорных и предгорных прогибах идет накопление нижней тонкой молассы. Формирующийся рельеф составляет *внутреннюю геоморфологическую зону*. В небольших горных массивах, особенно узких линейных, эта зона в дальнейшем не сохраняется, подвергаясь интенсивному эрозионному расчленению в следующую главную стадию горообразования.

В главную стадию горообразования в результате резкого увеличения скорости поднятия и расширения его площади по периферии внутренней зоны формируется *главная* или *внешняя горная зона*, характеризующаяся наиболее резко выраженным горным рельефом с узкими глубокими крутосклонными долинами (конэрозионное развитие рельефа). Часть межгорных впадин в эту стадию редуцируется и вовлекается в поднятие, а в предгорных и наиболее крупных межгорных впадинах идет накопление грубой верхней молассы.

Завершающая стадия горообразования характеризуется дальнейшим воздыманием горного сооружения и окончательным формированием его мегарельефа. Полностью прекращается осадконакопление в межгорных впадинах, которые вовлекаются в общее поднятие и переходят к кондендационному или даже конэрозионному развитию, представляя собой относительно опущенные расчлененные равнины (Чуйская, Курайская степи Алтая) или даже низкогорные участки среди более высоких гор, формировавшихся на положительных формах мегарельефа. В поднятие вовлекаются и сложенные грубой молассой, коррелятивной главной стадии горообразования, части предгорных прогибов, превращающиеся в располагающуюся по периферии главной горной зоны *предгорную геоморфологическую зону*, представленную расчлененными пролювиальными равнинами, холмистым или низкогорным рельефом.

При увеличении числа поднятий строение горного сооружения усложняется за счет распада трех главных зон на подзоны - низкие и возвышенные предгорья, среднегорный и высокогорный рельеф главной горной зоны и т.д. И наоборот, при одноактном формировании горной страны в ней присутствует фактически одна главная горная зона, несущая в центральной части на водоразделах реликты, доорогенного рельефа (главным образом, остатки доорогенных поверхностей выравнивания).

Описанная схема формирования геоморфологической зональности является одновременно и схемой формирования **ярусности гор** (см. гл. 3.3.3). Поэтому каждая горная зона является одновременно и **высотным ярусом** горного сооружения. Внутренняя зона составляет *верхний ярус*, главная горная зона - *средний ярус*, внешняя предгорная зона - *нижний, предгорный ярус*. При этом, в случае достаточного времени между этапами формирования зон и соответствующих ярусов, в каждом из них могут последовательно формироваться в целом синорогенные (в отличие от главной доорогенной), разновозрастные поверхности выравнивания, как правило, незавершенного развития.

Впервые на ярусность рельефа гор указал В. Пенк, называвший ярусы «нагорными» или «предгорными ступенями», а всю систему ярусов – «предгорной» или «нагорной» лестницей. Главным процессом в формировании ярусности и разновозрастных синорогенных поверхностей выравнивания В. Пенк считал педипленизацию.

Описанная геоморфологическая зональность и ярусность гор является результатом наиболее крупной цикличности I-го порядка их развития и устанавливается при анализе достаточно больших территорий или всей горной страны в целом (рис.42.).



Рис. 42. Схема геоморфологической зональности и ярусности гор (по Н.П. Костенко, упрощенно и с изменениями):

I – внутренняя зона (верхний ярус); II – главная горная зона (средний ярус); III – внешняя зона (нижний ярус); IV – предгорная расчлененная равнина (предгорный ярус)

6.1.4.3. Этажи вертикального расчленения и эрозионно-денудационные врезы как отражение более мелкой цикличности в развитии горных стран

Горные склоны часто имеют ступенчатый характер (долинные террасы, а также мелкая ступенчатость, вызванная неоднородностью его геологического строения и селективностью денудации, тут не рассматривается). Особенно хорошо это видно на денудационных склонах, примыкающих к крупным транзитным долинам, пересекающим все геоморфологические зоны (ярусы) горной страны. По Н.П. Костенко, эти ступени представляют собой отрицательные полигенетические формы рельефа - *эрозионно-денудационные врезы* (рис. 43), формировавшиеся в течение более мелких морфоциклов II и III -го порядков на фоне общего воздымания горной страны. Глубина каждого эрозионно-денудационного вреза отражает амплитуду неотектонического поднятия и, соответственно, глубину эрозионного вреза долины в восходящую фазу морфоцикла, а ширина и крутизна склонов - длительность денудационного развития склонов в период замедления неотектонического поднятия и перехода к нисходящему развитию рельефа. По сути дела, нижние, выположенные площадки склонов в эрозионно-денудационном врезе (рис. 43,а,б и а₁,б₁) представляют собой зачаточные денудационные поверхности выравнивания, чаще типа педиментов, развивавшиеся когда-то от днщ древних долин. Чем выше расположен эрозионно-денудационный врез, тем он древнее.

Общая картина эрозионно-денудационных врезов напоминает лестницу врезанных цикловых террас в долинах (см. гл. 5.3.6., рис. 21 и 64,г). Сходен и процесс образования тех и других (в особенности, если трактовать понятие террасы по С.С. Шульцу). Различие заключается в том, что реально наблюдающиеся на склонах главных горных долин эрозионно-денудационные врезы – как правило, более крупные формы. Каждый эрозионно-денудационный врез когда-то включал в себя и древнюю прадолину современной реки, которая, в свою очередь, могла нести серию цикловых террас, хотя

в принципе эрозионно-денудационные врезы должны формироваться от любого террасового уровня.

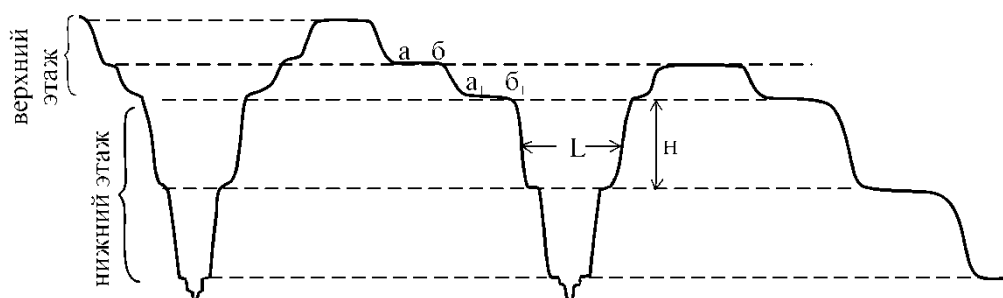


Рис. 43. Этажи вертикального расчленения и входящие в их состав эрозионно-денудационные врезы в горных странах; переход эрозионно-денудационных врезов внутренних зон гор в водораздельные пространства внешних зон и предгорий (по Н.П. Костенко, упрощенно); H - глубина вреза, L - ширина вреза; самый молодой нижний врез осложнен врезанными террасами

Иногда эрозионно-денудационные врезы объединяются в *этажи вертикального расчленения*. Для верхних этажей характерны более широкие и мелкие врезы, для нижних - все более узкие и глубокие. Такое соотношение врезов ярче всего видно на границах геоморфологических зон. По сути дела, эти этажи являются выражением ярусности рельефа, в данном случае видимой уже в одной долине. Верхний этаж представляет собой верхний ярус рельефа - реликт вступительной стадии развития гор, а нижний - главную горную зону, проникающую языками по крупным долинам вглубь верхнего яруса. Попутно отметим, что увеличение глубины и уменьшение ширины эрозионно-денудационных врезов от древних высоких к низким молодым свидетельствует об увеличении скорости общего поднятия гор с момента начала их образования до настоящего времени.

При прослеживании эрозионно-денудационных врезов вдоль долин видно, что вверх по долинам нижние врезы последовательно исчезают. Участкам выклинивания эрозионно-денудационных врезов соответствуют фронты эрозионного врезания русел рек, на которых реки как бы «взбираются» на следующий, более высокий эрозионно-денудационный врез. Самые верховья долин представляют собой древнейший эрозионно-денудационный врез. Следуя вниз по долинам из центра гор к периферии, можно видеть, как последовательно эрозионно-денудационные врезы двух соседних долин сливаются по мере понижения высоты водораздела между долинами. При этом нижняя выположенная часть эрозионно-денудационного врезания сливается с соответствующей синорогенной поверхностью выравнивания на водоразделе, а крутые склоны - с уступом, разделяющим поверхность выравнивания (рис.43).

Верхние врезы сливаются с более древними поверхностями выравнивания на водоразделах внутренней зоны, более низкие - последовательно - с поверхностями выравнивания в главной горной зоне, а самые низкие сливаются с водоразделами предгорий.

Эрозионно-денудационные врезы, таким образом, представляют собой хорошие возрастные реперы, прослеживающиеся через все горное сооружение. Н.П. Костенко считает возможным, картируя врезы, строить возрастные геоморфологические карты (см. гл. 9.1.1) гор, отражающие этапность их развития.

6.1.4.4. Особенности и основные этапы развития эрозионной сети горных стран

Для речной сети горных стран в целом характерно преобладание узких, глубоких долин с невыработанным ступенчатым (перекаты, пороги) продольным профилем, неустойчивой динамической поймой, крутыми склонами (преимущественно склонами сноса), осложненными лестницей врезанных эрозионных или цокольных террас. Характерно отставание развития склонов от скорости эрозионного врезания рек, непрерывное их подновление за счет боковой эрозии, наличие висячих устьев мелких прито-

ков крупных рек, возникающих в результате отставания скорости донной эрозии небольших водотоков от скорости врезания основных рек района. На фоне этой общей картины можно видеть довольно значительные вариации характера долинной сети в зависимости от геоморфологической зональности. В предгорьях наблюдаются широкие, разложистые, с хорошо сформированной поймой и почти выработанным продольным профилем, иногда с врезанными меандрами, террасированные долины. В главной горной зоне долины резко сужаются (до каньонов и ущелий), углубляются, течение рек в них становится предельно бурным, террасы исчезают. В самых же верховьях рек в пределах внутренней зоны, сохраняющей черты доорогенного рельефа, мы вновь видим широкие, разложистые долины с меандрирующим руслом.

Для долин горных стран (как, впрочем, и для водоразделов) также характерна значительная зависимость от деталей геологического строения гор (пассивных РФ), асимметрия поперечных профилей, субсеквентность, четковидное изменение ширины долины и переломы в продольном профиле при пересечении участков, сложенных разными по устойчивости породами, резкая извилистость при огибании массивов плотных пород. В некоторых случаях, особенно в условиях полуаридного климата, извилистость русел обусловлена большими конусами выноса из притоков, отжимающими русло к противоположному борту долины.

Плановый рисунок речной сети горных стран зависит от характера НТД и истории развития гор. В эпигеосинклинальных горах с преимущественно складчатым характером НТД на вступительной стадии горообразования по синклиналям-прогибам закладываются продольные субсеквентные долины I-го порядка, а перпендикулярно к ним - консеквентные долины II-го порядка, прорезающие поперек склоны антиклиналей-хребтов (рис. 18 и 44,А). Формируется исходная *перистая* речная сеть в условиях прямого рельефа. В главную стадию горообразования речная сеть претерпевает значительную перестройку в ходе двух процессов, идущих одновременно. Во-первых, вдоль осевых линий хребтов-антиклиналей, за счет более интенсивного разрушения и снижения последних, закладываются субсеквентные долины (III на рис.18), а консеквентные долины II-го порядка в результате перепиливания хребтов-антиклиналей могут перехватывать соседние субсеквентные долины I-го порядка.

Во-вторых, с периферии горной страны, за счет более низкого положения базиса эрозии по сравнению с первичными долинами, развиваются поперечные эпигенетические (см. гл. 5.3.4) долины, энергично врезающиеся в горную страну, В конечном итоге первичные синклинальные долины I-го порядка отмирают и на их месте формируются водоразделы (рельеф становится обращенным; см. рис. 4,е и сравнить рис. 44 А и Б). О наличии на этом месте когда-то первичных долин свидетельствуют лишь незначительные по размерам реликтовые водораздельные депрессии с сохранившимися тут аллювиальными толщами («водораздельные галечники»).

Главными долинами становятся молодые антиклинальные долины и наиболее развитые консеквентные долины II -го порядка, Дальнейшее врезание и распространение в глубь горной страны периферийных эпигенетических долин, перехватывающих в процессе пятящейся эрозии антиклинальные долины, приводит к тому, что направление общего стока из горной страны меняется с продольного на начальных стадиях, когда еще существовали первичные синклинальные долины, на поперечный. Речная сеть становится *прямоугольной*. Главные долины, характеризующиеся коленообразными изгибами, объединяют в себе различные по возрасту элементы - широкие, продольные, субсеквентные участки таких долин представляют собой реликты антиклинальных долин, а более короткие и узкие поперечные участки внутри горной страны - реликты первичных консеквентных долин, а на периферии - эпигенетических поперечных долин предгорий (рис. 44,Б).

В эпиплатформенных горах современная сеть главных долин не столько зависит от характера НТД, сколько наследует доорогенную речную сеть, которая тем ближе к

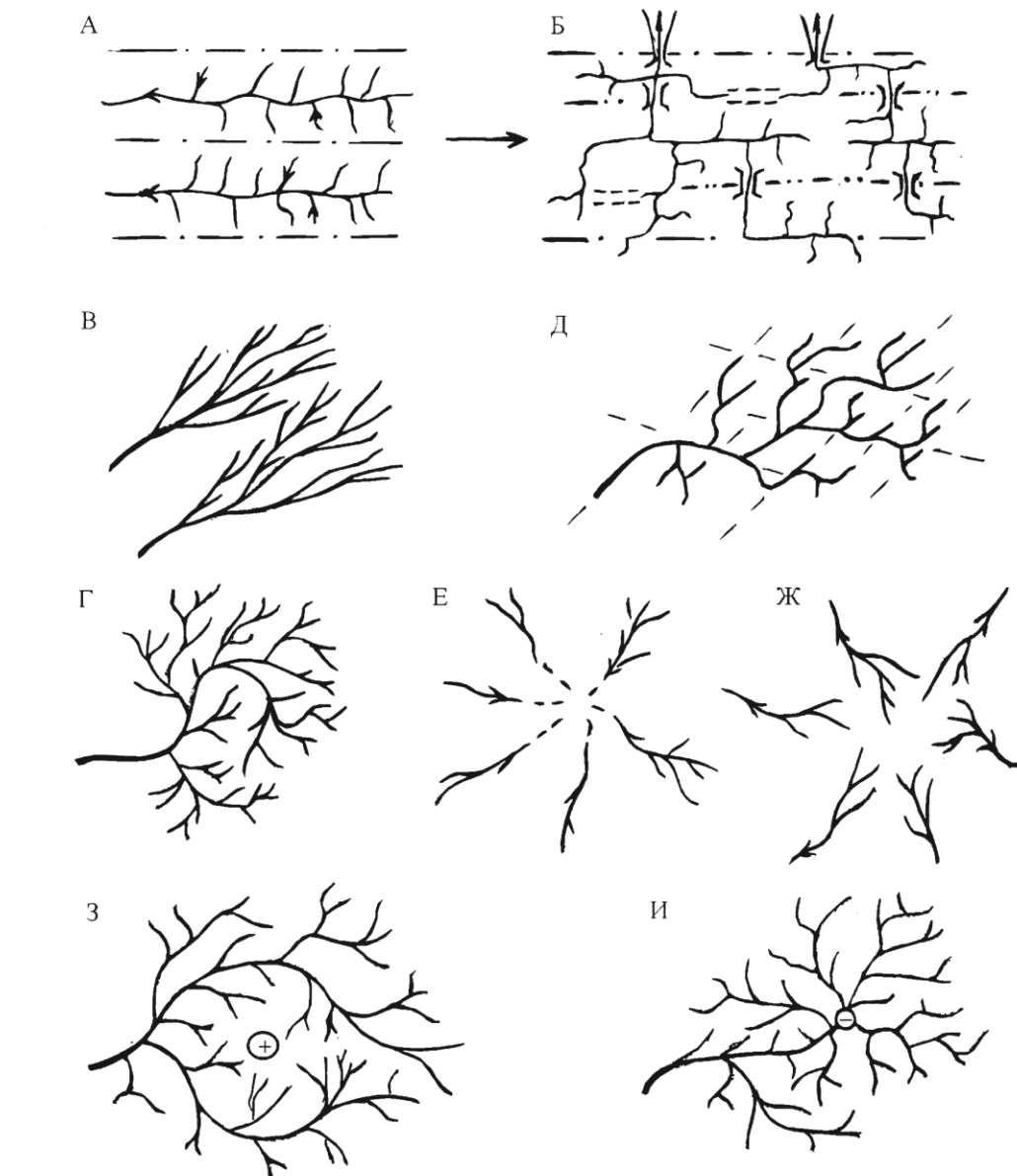


Рис. 44. Типы речных (долинных) сетей в плане:
 А - перистая, Б - прямоугольная, В - параллельная, Г - дендритовая, Д - решетчатая,
 Е - центростремительная, Ж - центробежная, З - участок центробежной сети на фоне дендритовой,
 И - участок центростремительной сети на фоне дендритовой, - · - · - первичные водоразделы-антиклинали;
 - · · · - вторичные водоразделы на месте первичных синклиналей, || - сквозные участки долин,
 === - открытые долины (реликты первичных синклинальных долин), X - эпигенетические долины предгорий,
 X - мегатрещиноватость (контролирующая решетчатую сеть)

типичной для равнин дендритовой речной сети (рис. 44,Г), чем дальше был этап платформенного развития этой территории. Долинная сеть эпиплатформенных гор поэтому, в целом, аструктурна, главные долины являются antecedentными, широким развитием в них пользуются *врезанные меандры* (изгибы достаточно глубоко врезанной долины, наследующие меандры русла в пойменной доороженной долине).

В процессе развития гор на фоне указанных выше основных типов речной сети может развиваться приспособленность (субсеквентность) участков крупных долин и в особенности небольших эпигенетических долин к элементам геологического строения (мелкой складчатости, системам дизъюнктивов). Возникают элементы решетчатой сети, особенно ярко выраженной на массивах гранитоидов, с хорошо выраженной системой прототектонической трещиноватости (рис. 44,Д).

6.1.5. Особенности четвертичных отложений гор

Среди четвертичных отложений гор преобладают склоновые, представленные коллювием и дефлюкционными щебенистыми суглинками, пролювиальными, в том числе селевыми, и аллювиальными. На уровне снеговой линии и выше к ним добавляются солифлюкционные, курумы и ледниково-долинный комплекс – морены и водно-ледниковые отложения. Для всех генетических типов и фаций четвертичных отложений гор характерно преобладание динамических разновидностей, относительно слабая сортировка и окатанность, повышенное содержание крупнообломочных фракций.*

6.2. ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАВНИННЫХ СТРАН

Равнинами называются участки земной поверхности, характеризующиеся незначительной густотой и глубиной эрозионного расчленения (см. гл. 6.1). С геотектонической точки зрения формирование равнин происходит в условиях компенсации процессов общей денудации или аккумуляции с одной стороны и неотектонических поднятий или опусканий, с другой, - при слабой контрастности последних. Максимальные скорости современных тектонических движений для равнин составляют не более 1 см/год; максимальная суммарная амплитуда вертикального перемещения донеогеновой поверхности за весь неотектонический этап - не более 1-1.5 км при контрастности движений - не более 2-5 м/км (сравни с аналогичными цифрами для гор – см гл. 6.1). Такие условия в целом характерны для платформенных режимов развития земной коры, поэтому все крупные равнинные страны совпадают с той или иной платформой или ее крупнейшими частями - плитами, щитами. Например, Западно-Сибирская равнина совпадает с плитой Западно-Сибирской эпигерцинской платформы.

Небольшие по площади равнины могут формироваться в периоды затухания неотектонических движений и в геосинклинальных и орогенных условиях. Например, предгорные равнины и равнины межгорных впадин.

6.2.1. Классификация равнин

6.2.1.1. Морфолого-морфометрическая классификация равнин

По гипсометрическому уровню поверхности среди равнин выделяются *депрессии* (впадины) с абсолютной отметкой < 0 м; *низменности, низменные равнины* с абсолютными отметками 0-200 м; *плиты, умеренно возвышенные равнины* с абсолютными отметками 200-300 м; *возвышенные равнины* – до 500 м; *плато* с абсолютными отметками более 300 (500) м на горизонтально залегающих пластах горных пород и *нагорные равнины, нагорья, плоскогорья* - на участках со складчатым строением фундамента (см. также табл. 5).

Последние из указанных типы равнин с равным основанием можно было рассматривать в разделе «горы», т.к., например, разница между плато и столовыми горами только в густоте эрозионного расчленения.

По общему строению поверхности (имеется в виду мысленная поверхность, касательная к водораздельным пространствам равнины без учета расчленяющих ее эрозионных форм) выделяются равнины (рис. 45,А) *ровные* (многие районы Западно-Сибирской низменности, африканские саванны); *наклонные* - предгорные равнины, молодые приморские; *вогнутые* - равнины межгорных впадин, крупные такыры; *выпуклые* - многие денудационные равнины; *волнистые* со сложным сочетанием выпуклых и вогнутых участков; *ступенчатые* - со ступенчатым, ярусным расположением

* Более подробные характеристики – см. соответствующие главы данного учебного пособия. отдельных участков равнины (например, наклонные предгорные пластовые денудационные равнины).

Легко видеть, что приведенные классификации равнин по абсолютной высоте и устройству поверхности прежде всего отражают характер и знак неотектонических

движений участка как в момент формирования равнины, так и впоследствии (приподнятость плато, нагорных равнин).

По строению водораздельных пространств (имеется в виду как строение самих водоразделов при достаточной густоте эрозионного расчленения, так и наличие достаточно больших по площади водораздельных форм рельефа, осложняющих их) равнины подразделяются на *ровные, волнистые, западинные, котловинные, сопочные, холмистые, увалистые, гривистые* (куда, например, относятся и куэстовые), *со ступенчатыми склонами* (ступенчатость склонов водоразделов возникает при селективной денудации на горизонтально залегающих пластах) и др.

Генетическое содержание всех мезо- и микроформ рельефа, осложняющих водораздельные пространства равнин может быть различным (подробнее см. гл. 5.1.1. и 6.2.5.).

Участки равнин с преимущественным развитием на водоразделах холмов, грив и т.д. в ущерб выровненным пространствам при высоте первых более нескольких десятков метров, а также участки, где в силу большой густоты эрозионного (долинного, эрозионно-балочного и т.д.) расчленения исчезла уплощенность водораздельных пространств, а сами водоразделы приобрели вид увалов, грив, цепочек холмов, следует относить уже к группе *холмистых рельефов*.

6.2.1.2. Генетическая классификация равнин

Наиболее крупные равнинно-платформенные страны являются элементами планетарного рельефа Земли (геотекстурами). И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков по характеру интенсивности тектонических движений за всю историю формирования равнин платформ, степени их неотектонической активизации, соотношения строения поверхности и фундамента выделяют *низкие устойчивые* – Русская – (средняя высота 141 м), Западно-Европейская, Западно-Сибирская, Северо-Американская и др.; *высокие активизированные* - Среднесибирская (средняя высота 480 м), Африканская, большая часть Китайской; *молодые* (фактически эпигерцинские - Западно-Сибирская и др.), характеризующиеся мозаичностью и большой контрастностью мегарельефа, большим развитием прямых морфоструктур поверхности, тесно связанных со строением фундамента и *древние* - Русская равнина, Средне-Сибирское плато, отличающиеся более однородным рельефом и меньшей зависимостью поверхности морфоотструктур чехла от структур фундамента.

В пределах вышеперечисленных крупнейших равнинных геотектур выделяют две главные группы типов мегарельефа - **денудационные и аккумулятивные равнины**.

Денудационные (эрозионно-денудационные) **равнины** формируются на участках устойчивых медленных неотектонических поднятий как унаследованных (на щитах, антеклизях), так и инверсионных. По общему геологическому строению субстрата они делятся на *равнины на складчатом основании и равнины на горизонтально залегающих дислоцированных породах*.

Поверхность денудационных равнин на складчатом основании в целом является *аструктурной*, т.е. срезает складчатое строение субстрата на ту или иную глубину, зависящую от длительности и интенсивности неотектонического поднятия участка. В деталях же эта поверхность может обнаруживать значительную зависимость от геологического строения субстрата (например, решетчатая речная сеть равнин щитов, заложенная по сетке тектонических нарушений).

Среди равнин на складчатом основании Н.В. Башенина выделяет:

- равнины и плоскогорья щитов - Анабарское плоскогорье, многие участки Карелии, Канады, Казахский мелкосопочник;
- равнины и плоскогорья периферических частей орогенических зон - предгорья Урала, Зауральский пенеплен, Аппалачский пьедмонт;

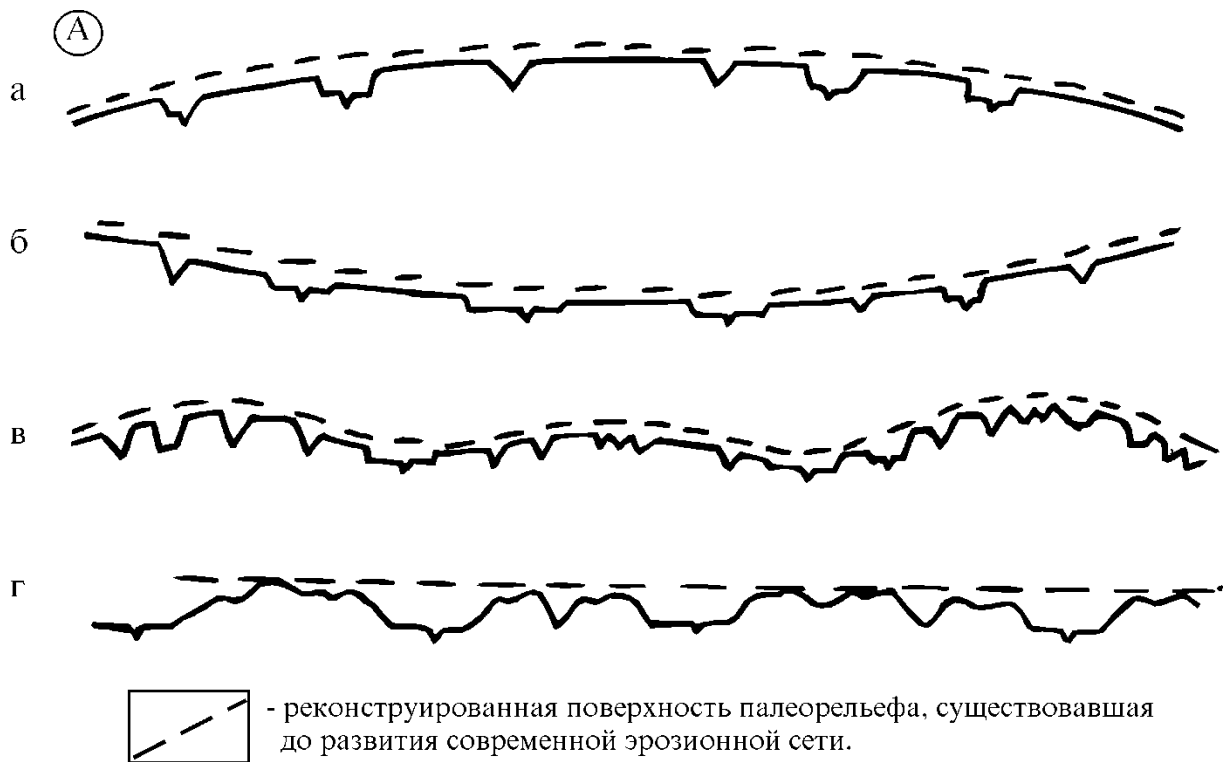
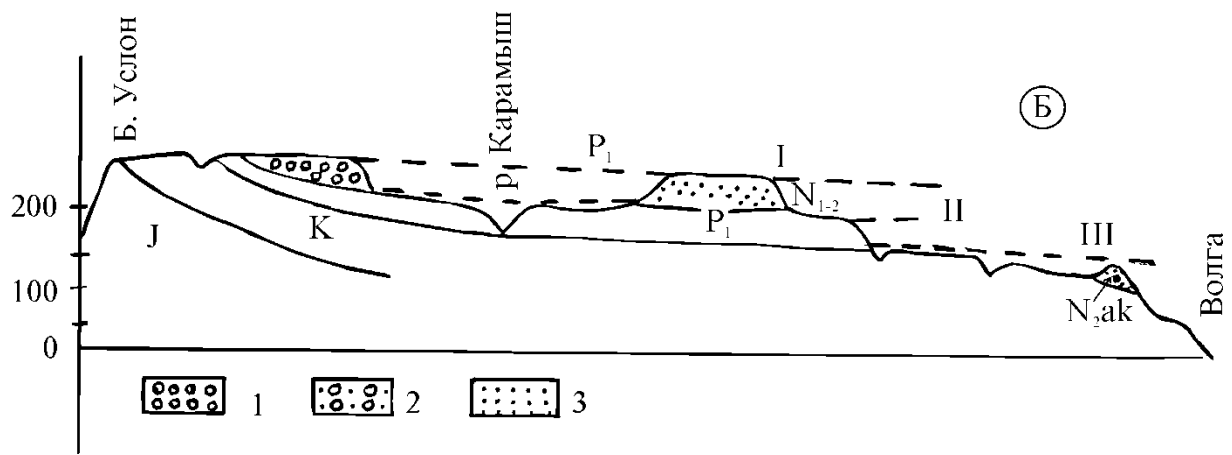


Рис. 45. Общее устройство равнин

А – Некоторые морфологические типы равнин.

По общему строению поверхности: а – выпуклая, б – вогнутая, в – волнистая, г – ровная; по строению водораздельных пространств: а, б – ровные, г – холмистая; по степени расчлененности: а, б, г – слабо расчлененные (площадь водоразделов значительно больше площади склонов и днищ эрозионных форм), в – сильно расчлененная (площадь эрозионных форм не уступает площади водоразделов)



Б – Геолого-геоморфологический разрез через Приволжскую возвышенность:

1 – береговые галечники, 2 – прибрежно-морские пески, 3 – морские пески;

I – верхний ярус – палеогеновая полигенетическая поверхность выравнивания; II – средний ярус – верхнемиоцен-нижнеплиоценовая денудационная поверхность выравнивания; III – нижний ярус – верхнеплиоценовая (акчагыльская) полигенетическая поверхность выравнивания (по С.К. Горелову)

- плоскогорья и нагорья внутренних частей орогенических зон и активизированных высоких платформ - Тибет, некоторые участки Памира.

В рельефе денудационных равнин на горизонтально залегающих и слабодислоцированных породах общая структурность рельефа выражена сильнее в силу часто наблюдающегося совпадения поверхности денудации с плоскостями напластования устойчивых пластов. Среди этих равнин Н.В. Башенина выделяет:

- равнины на молодых рыхлых отложениях - некоторые периферические части Амазонской, Западно-Сибирской равнины, вовлеченные в поднятие в самое недавнее время и перешедшие из аккумулятивных равнин в денудационные;
- равнины плит древних низких платформ - Русская, Северо-Американская;
- первично наклонные приморские равнины - Прикаспийская;
- наклонные, часто ступенчатые, равнины на моноклиналях - предгорные, периферические части аккумулятивных равнин типа Западно-Сибирской низменности;
- плато - Усть-Урт, Средне-Сибирское, Колорадо.

Аккумулятивные равнины формируются на участках, длительного устойчивого прогибания - синеклизах платформ, межгорных и предгорных впадинах, прогибах в процессе накопления мезозойско-кайнозойских отложений.

Н.В. Башенина выделяет следующие четыре типа мегарельефа аккумулятивных равнин:

- равнины с глубоким залеганием фундамента, строение которого почти не отражается в строении поверхности - южная часть Прикаспийской низменности, центральная часть Амазонской низменности, которые еще с начала палеозоя проявили устойчивую тенденцию к прогибанию, что привело к накоплению 15-20-километровых толщ осадков;

- равнины с относительно неглубоким залеганием фундамента, строение и тектоническая жизнь которого отражаются в рельефе поверхности - большинство аккумулятивных равнин;

- равнины предгорий и межгорных впадин - Чуйская, Курайская степи Алтая, предгорные наклонные возвышенные равнины Среднеазиатских, Тувинских, Монгольских гор, перешедшие в настоящее время в разряд денудационных, хотя на отдельных участках в них идет накопление пролювия;

- «насаженные» равнины - особый тип равнин эоловой или ледниковой аккумуляции, формирующиеся на поднимающихся блоках - песчаные равнины Сахары, холмистая моренная равнина Северо-запада Европейской части России.

Дальнейшее подразделение аккумулятивных равнин идет по типу аккумуляции. Выделяются морские, озерные, аллювиальные (пойменные, дельтовые), пролювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, эоловые и все промежуточные типы: озерно-морские, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные.

Особо следует остановиться на принципах отличия аккумулятивных равнин от денудационных на молодых рыхлых отложениях. Действительно, с одной стороны, Западно-Сибирская низменность считается одной из величайших аккумулятивных равнин мира, с другой стороны, в ее пределах настоящими аккумулятивными равнинами (т.е., участками, где еще продолжается аккумуляция) являются поймы крупных рек (у Оби достигающая ширины десятков километров) и водораздельные поверхности с озерно-болотной аккумуляцией, а многие другие районы, в особенности периферические, в настоящее время подвергаются эрозионному расчленению и денудации. Специально этот вопрос в литературе не разбирается. По мнению автора, строго говоря, к аккумулятивным следует относить только те равнины, поверхность водораздельных пространств которых в основном представляет собой незатронутую денудацией поверхность последнего осадконакопления с сохранившимися специфическими формами этого накопления. Равнины же, пусть даже сложенные молодыми, вплоть до четвертичных, отложениями, о которых достоверно известно, что поверхность последней аккумуляции уже уничтожена денудацией, следует относить к денудационным. С этой точки зрения большинство равнин, в настоящее время считающихся типичными аккумулятивными, должны перейти, по мнению автора, в разряд денудационных.

6.2.2. Морфоструктурный мега- и макрорельеф равнин

Указанные выше морфологические и генетические типы равнин и их крупнейшие части в геолого-структурном отношении представляют собой мега- и макро- морфоструктуры, являющиеся результатом достаточно длительного, как правило, унаследованного развития пликативных, местами осложненных вертикальными дизъюнктивами, платформенных структур разного масштаба: от самых крупных - щитов, антеклиз и синеклиз, средних- сводов, валов и впадин до самых мелких - отдельных брахиформных антиклиналей, куполов и чаш.

Поверхностным отражением этих морфоструктур в рельефе равнин являются мега- и макроформы рельефа. В силу на порядок меньших, по сравнению с областями орогенеза, скоростей и контрастности медленных вертикальных неотектонических движений, эти мега- и макроформы выражены в рельефе гораздо слабее и представлены разного масштаба *возвышенностями* - Казахский мелкосопочник, Средне-Русская возвышенность, Сибирские Увалы, Тиманский кряж, плато Путорана, *низменностями* - Западно-Сибирская, Прикаспийская, Печерская, Мещерская и *впадинами* - Припятская (Полесская), Кумо-Манычская, Средне-Обская и Барабинско-Кулундинская, Сарыкамышская и др.

6.2.3. Геоморфологические циклы и ярусность рельефа равнин

Морфоциклы равнинных стран, в силу гораздо меньших, чем для гор, амплитуд и контрастности колебательных НТД охватывают гораздо большие площади и характеризуются длительностью фазы нисходящего развития. Соответственно, формирующиеся к концу морфоциклов поверхности выравнивания, как правило, являются полигенетическими и распространены на значительных по площади территориях.

Например, в современном рельефе южной (не перекрывавшейся покровным оледенением) части Русской равнины картируются реликты пяти основных поверхностей выравнивания. Наиболее древняя позднемеловая-среднепалеогеновая поверхность сохранилась на водоразделах Северных Увалов. Ярусность в расположении более молодых поверхностей хорошо видна на Среднерусской, Ставропольской, Приволжской возвышенностях (рис. 45,Б). На наиболее высоких водоразделах этих возвышенностей сохранилась палеогеновая поверхность, в которую двумя более низкими ступенями врезаны позднемиоценовая-раннеплиоценовая поверхность и самая молодая плиоценовая (акчагыльская). В строении всех трех поверхностей наиболее высокие участки являются денудационными, а расположенные ближе к периферии – аккумулятивными.

Наиболее низкий уровень на юге Русской равнины - поверхность Прикаспийской низменности, представляющая собой среднеплейстоценовую поверхность морской аккумуляции.

6.2.4. Эрозионное расчленение равнин (флювиальная морфоскульптура равнин)

Различают долинное, долинно-овражное, долинно-балочное, овражное, овражно-балочное, балочное расчленение равнин и соответствующие типы равнинных ландшафтов.

Долинное расчленение. В целом для равнин характерны зрелые, широкие, пойменные долины с меандрирующим руслом, близким к состоянию динамического равновесия продольным профилем, со сформированной поймой и аккумулятивными террасами, среди которых преобладают прислоненные, широкое развитие имеют также погребенные и наложенные террасы. Склоны долин, как правило, не отстают от развития долин и находятся в равновесии с продольными профилями долин.

На фоне этой общей картины, в зависимости от типа мегарельефа равнины, характер долин может меняться от указанного на низменных равнинах до типичного горного на активизированных участках (вовлеченные в поднятия предгорные равнины, плато, внутривпадинные положительные морфоструктуры).

Плановый рисунок речной сети (рис. 44) равнин в крупных чертах обусловлен структурным планом, созданным НТД (планом неотектонических мега- морфоструктур). На наклонных приморских и предгорных равнинах развивается *параллельная сеть*, на вогнутых равнинах (например, в бессточных впадинах областей аридного климата) - *радиальная центростремительная*, на выпуклых равнинах - *радиальная центробежная*.

Наиболее распространенным типом речной сети на равнинах является *дендритовая*, развивающаяся на большинстве низменных и слегка возвышенных волнистых равнинах с простым, однородным геологическим строением поверхности. Но и в этом случае на фоне общей беспорядочной речной сети видна ее зависимость от неотектонических морфоструктур и структур фундамента. Крупные бассейны основных рек почти точно совпадают по площади с отрицательными тектоническими структурами - бассейн среднего Днепра - с Украинской синеклизой, бассейн Печоры - с Печерской синеклизой, бассейн верхней Волги - с Московской синеклизой. При этом стволы главных рек бассейнов приурочены к осям прогибов, опущенным крыльям флексур, сбросам. Все резкие изгибы, петли долин (если они не вызваны перестройками речной сети при перехватах) обусловлены огибанием рекой локальных положительных структур - Волга огибает Жигули, Ока - Окско-Цнинский вал и др. Положительные и отрицательные морфоструктуры также вносят в общую дендритовость речной сети элементы *центростремительности* или *центробежности*, устанавливаемые по мелким рекам низких порядков (рис.44 з,и).

Овраги, балки, сухие лого являются самыми молодыми элементами рельефа равнин и при значительном развитии создают специфические ландшафты. В полуаридных областях на легко размываемых глинистых породах густота эрозионного расчленения может быть настолько большой, что водораздельные пространства полностью исчезают и вся территория представляет собой сложную систему узких тальвегов оврагов и сухих логов, крутые склоны которых сходятся, образуя узкие острые водораздельные гребни (рельеф *Бэдлэнд*).

Другим примером овражного ландшафта является *адырный* рельеф, развивающийся на вовлеченных в поднятие наклонных предгорных пролювиальных и лессовых равнинах в Средней Азии в результате густого расчленения их сетью оврагов (по местному «саев»). От первичной наклонной равнины остаются беспорядочно разбросанные холмы – адыры. В случае параллельного (вниз по общему уклону первичной предгорной равнины) расположения саев водоразделы между ними приобретают вид вытянутых плосковершинных увалов, грив. Такой рельеф в Средней Азии называется *кыровым*.

При развитии овражно-балочного рельефа в коренных породах в действие вступает влияние на рельеф (через селективность денудации) геологического строения субстрата, в результате чего формируются разновидности (типы и подтипы) *структурно-денудационного рельефа*. При горизонтальном залегании пластов осадочных пород - *ступенчато-пластовые* равнины, при моноклиналином или пологоскладчатом - *куэстовые и грядовые* равнины с закономерным расположением асимметричных субсеквентных продольных оврагов и логов и поперечных консеквентных и обсеквентных (см. гл. 5.3.4 и рис. 18).

6.2.5. Мезо- и микрорельеф равнин, связанный с климатической зональностью (специфические морфоскульптуры равнин)

В силу меньшей (по сравнению с горами) интенсивности НТД равнинных стран в моделировке их рельефа гораздо большую роль играет *климатическая зональность*, проявляющаяся, во-первых, в своеобразии действия выветривания, склоновых и флювиальных рельефообразующих процессов (см. гл. 3.1.3.2) и, во-вторых, в появлении комплекса специфических мезо- и микроформ рельефа (комплексов морфоскульптур, по И.П. Герасимову), возникновение которых возможно только в данных климатических

условиях и которые в отдельных случаях могут создавать самостоятельные ландшафты.

И.П. Герасимов выделяет пять основных видов морфоскульптуры (морфоскульптурных комплексов), определяющих специфические климатические ландшафты равнин: флювиальная, ледниковая, криогенная, аридная и карстовая.*

Флювиальная морфоскульптура (рассмотренная в гл. 5.3) как самостоятельный комплекс считается характерной для областей умеренного гумидного климата с нормальным развитием эрозионной сети и привязанных к ней склонов по типу пенепленизации. Но, строго говоря, элементы флювиальной морфоскульптуры присутствуют в подавляющем большинстве ландшафтов и, как правило, являются определяющими в картине почти любого рельефа.

Ледниковая морфоскульптура (группа типов ледникового и флювиогляциального рельефа – см. гл. 5.4.1. и 5.4.2) включает в себя концентрически расположенные области с набором реликтовых типов рельефа, создававшихся в зависимости от режима бывшего ледника. Для внутренней области преимущественного накопления и растекания льда в настоящее время характерны ландшафты экзарационных котловин, «баранных лбов» и «курчавых скал», а по внешнему краю зоны в области постоянного транзита ледника - друмлиновый ландшафт и ландшафт радиальных озв. Внешняя зона, характеризовавшаяся периодическим чередованием эпох наступления активного льда и эпох абляции мертвого льда, в настоящее время занята волнисто-равнинным и беспорядочно-холмистым ландшафтами основной морены с участками озовых и камовых ландшафтов, а по самой периферии - холмисто-грядовым ландшафтом конечной морены со спорадическим развитием маргинальных озв. Внеледниковая (перигляциальная) зона характеризуется ландшафтами зандровых полей и околледниковых лессовых равнин с реликтовыми элементами криогенной морфоскульптуры.

Для областей распространения **криогенной** морфоскульптуры (областей распространения многолетней мерзлоты – см. гл. 5.4.3) характерно морозное выветривание, приводящее к быстрому измельчению (макро- и микрогеливации) рыхлого материала; быстрое общее выравнивание рельефа и «старение» эрозионных форм за счет интенсивного срезания возвышенностей морозно-нивальными педиментами и широкого развития склоновой солифлюкции, затягивающей и сглаживающей мелкие эрозионные формы, котловины, уступы; повышенный коэффициент поверхностного стока (вследствие неглубокого залегания мерзлоты, являющейся водупором) ведет к перегрузке водотоков рыхлым материалом, быстро заполняющим долины, что, в свою очередь, ведет к ослаблению эрозии и быстрому переходу водотоков к меандрированию и блужданию по долинам, для пойм которых характерно, вследствие высокого уровня стояния грунтовых вод, развитие мелких временных озер и заболачивание.

На возвышенных участках развивается характерный комплекс криогенных мезо- и микроформ рельефа - полигональных грунтов, гидролакколитов, бугров пучения, термокарстовых воронок и аласов, морозно-ниважных уступов, солифлюкционных террас и педиментов.

На формирование рельефа областей распространения **аридной** морфоскульптуры (типы пустынного и полупустынного рельефов) решающее влияние оказывает отсутствие растительности, температурное выветривание, редкие, но бурно действующие временные водотоки, деятельность ветра. Низкий коэффициент поверхностного стока ведет к отсутствию единой системы постоянных водотоков, что, в свою очередь, приводит к созданию автономных систем временных водотоков, привязанных к местным, независимым друг от друга, располагающимся на различных гипсометрических уровнях, базисам эрозии и денудации, которыми чаще всего являются днища тектонических и крупных дефляционных котловин, днища древних отмерших долин. Таким образом, создается некоторая мозаичность рельефа, как в плане, так и по высоте.

* Поскольку три первых вида морфоструктур подробно рассмотрены в соответствующих главах, аридный комплекс не характерен для территории России, а карстовый распространен незначительно, в данной главе только в целях систематизации и освещения общей картины дается лишь краткая обобщающая характеристика равнинных морфоскульптурных комплексов.

Для областей активной дефляции и корразии (каменистых пустынь и полупустынь) характерна четкая морфологическая выраженность и резкая очерченность форм рельефа, отсутствие рыхлого покрова, кроме широко развитых подсклоновых осыпей и пролювиальных конусов выноса и шлейфов; вогнутые склоны с четко выраженной верхней крутой частью и широкими педиментами; широкое развитие корразионно-дефляционных мезо- и микроформ – эловых останцов, столбов, качающихся камней, ниш выдувания, ярдангов, дефляционных котловин, а также вадии (уади) – переработанных ветром, в частности, переуглубленных и превращенных в цепочки замкнутых котловин бывших эрозионных форм.

Для областей и участков преобладающей аккумуляции характерно образование глинистых, солончаковых и лессовых пустынных равнин с разной степенью наложенного расчленения временными водотоками и дефляционно-корразионной обработки и аккумулятивных холмистых эловых ландшафтов - параллельно-рядовых и перекрестно-рядовых, барханных, дюнных, бугристых, кучевых и т.д. песков.

Меньшее распространение, самостоятельность и морфологическую выраженность имеет **карстовая** морфоскульптура со своими специфическими мезо- и микроформами - каррами, воронками, колодцами, полями, понорами, включениями, «слепыми» долинами. В своем распространении карстовая морфоскульптура подчиняется не столько климатической зональности, сколько литологии коренных пород.

МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ, КОРРЕЛЯЦИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Указанные (в гл. 1.2.2) особенности четвертичного периода (краткость, резкие изменения климата) и особенности системы (ее континентальность, множественность слагающих систему генетических типов и сложные взаимоотношения между ними) обусловили специфику методов определения возраста элементов рельефа и решения традиционных задач стратиграфии – расчленение, корреляция и установление возраста четвертичных отложений.

7.1. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

В геоморфологии существует два собственных, базирующихся на разных принципах, метода определения элементов рельефа и связанных с ним четвертичных континентальных отложений: по взаимоотношениям между собой и расположению относительно друг друга на более крупных элементах рельефа и по стадиям морфоцикла.

7.1.1. Определение относительного геологического возраста элементов рельефа и толщ рыхлых отложений по взаимоотношениям между собой и по положению на более крупных элементах рельефа

Выше (см. гл. 1.2.2) отмечалось, что в геоморфологическом и геологическом строении четвертичной системы, помимо универсального и доминирующего в геологии осадочных толщ налегания более молодых отложений на более древние, широким распространением пользуются взаимоотношения врезания, вложения и прислонения. Общим принципом возрастных взаимоотношений во всех этих случаях будет: *все наложенные, врезанные, вложенные и прислоненные формы рельефа и отложения моложе, чем коренной субстрат или рыхлые толщи, к которым они прислонены, в которые они врезаны или вложены*. Ярче всего указанные возрастные взаимоотношения видны в террасовых лестницах долин (см. гл. 5.3.6. и рис.21). Проиллюстрируем это еще одним примером.

На рис. 46 представлен обычный случай сочетания элементарных поверхностей рельефа и генетически и пространственно связанных с ними четвертичных отложений в виде профиля по линии водораздельная поверхность (ВП) - дно долины с обозначением

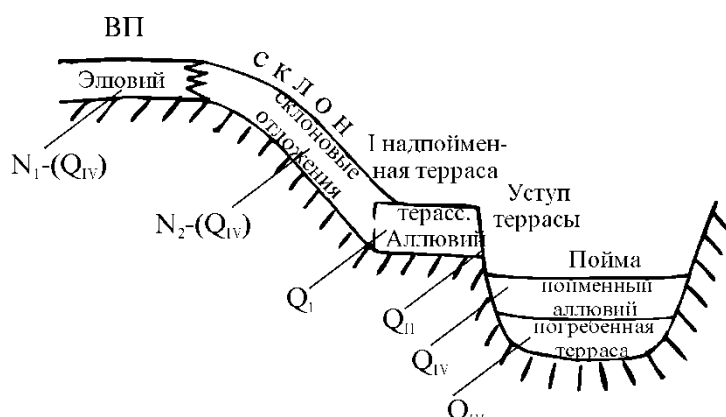


Рис. 46. Схема возрастных взаимоотношений элементов рельефа и связанных с ними четвертичных отложений на профиле: водораздельная поверхность (ВП) – дно долины. Объяснения в тексте

возраста водораздельной поверхности и элювия, склона и склоновых отложений, надпойменной террасы и ее аллювия, врезанной и погребенной террасы и наложенной поймы.

Даже если бы мы не располагали данными о возрасте всех этих элементов рельефа и отложений, само их взаимное расположение и положение на общем профиле водораздел – долина однозначно свидетельствует, что водораздельная поверхность и слагающий ее элювий (кора выветривания) – самые древние элементы рельефа и

отложения в рассмотренном профиле, что склон и склоновые отложения всегда моложе, чем водораздельная поверхность с ее элювием, поскольку появление склона связано с заложением и развитием долины, врезающейся в уже существовавшую водораздельную поверхность (сказанное не касается склонов, входящих в состав самой этой поверхности); любая терраса в целом моложе части склона долины, расположенного над ней, а уступ террасы - моложе ее площадки, поскольку появился в результате последующего после формирования террасы нового эрозионного вреза русла в общем процессе формирования долины; расположенная на самых низких отметках погребенная терраса моложе первой надпойменной, поскольку врезана в нее, но древнее перекрывающей (погребавшей) ее поймы. Поверхность последней является самым молодым элементом рельефа среди всех рассмотренных, а пойменный аллювий – самый молодой из всех рыхлых отложений, участвующих в строении этого профиля.

Обратим также внимание на несколько необычное обозначение возраста водораздельной поверхности с элювием и склона со склоновыми отложениями - двучленный возрастной индекс, причем вторая часть индекса - Q_{IV} взята в скобки. Этим подчеркивается, что основное время формирования элювия и склоновых отложений, обозначенное первой частью индекса, соответственно, миоцен и плиоцен, но процессы их формирования продолжают и в настоящее время.

Длительность формирования элювия и склоновых отложений и взаимоотношения всех толщ подчеркнуты и деталями рисовки. Например, раннечетвертичный аллювий надпойменной террасы прислонен к большей части склоновых отложений и, следовательно, моложе их. Но верхняя самая молодая часть склоновых отложений перекрывает поверхность террасы и, следовательно, моложе последней.

Возрастные взаимоотношения рыхлых континентальных отложений, принимающих участие в строении типового профиля ВП – склон – днище отрицательной формы, хорошо продемонстрировано также на рис.3, где видно "скользящее" с перекрытием омоложение основных генетических типов от наиболее древних нижних частей элювия, через склоновые отложения к самым молодым аллювиальным и другим, слагающим верхнюю часть разреза толщ, заполняющих отрицательные формы рельефа.

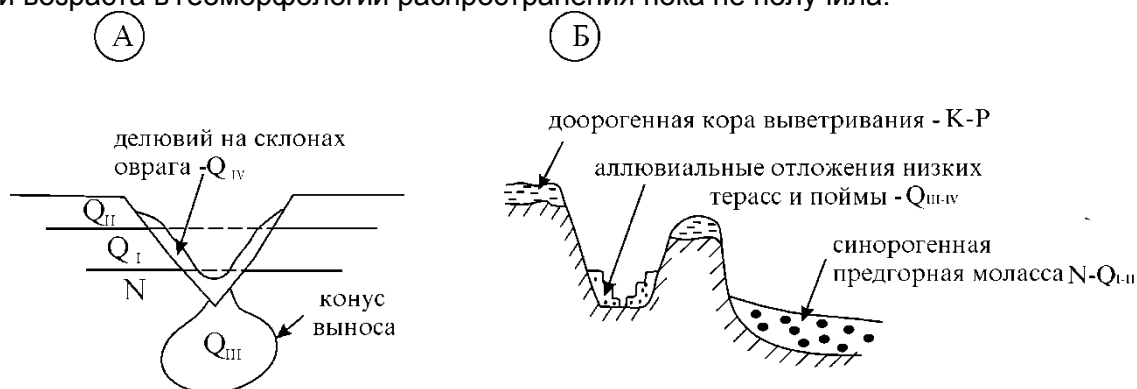
Кроме указанных только что основополагающих принципов определения возраста в геоморфологии и четвертичной геологии для определения относительного геологического возраста элементов рельефа и рыхлых континентальных отложений используются также Метод коррелятивных отложений, и Метод возрастных рубежей, применяемые при установлении возраста денудационного рельефа в целом и выработанных форм, в частности. Например, возраст оврага методом коррелятивных отложений определяется возрастом пролювия в его конусе выноса, а возраст целой горной страны – по возрасту коррелятивной ей молассы, выполняющей предгорные и межгорные прогибы. Возраст того же оврага по методу возрастных рубежей будет моложе самых молодых отложений, которые данный овраг прорезает, но древнее делювия на его склонах, а возраст горной страны, т.е. основной фазы ее неотектонического поднятия, в общем случае будет моложе возраста кор выветривания на водораздельных пространствах, но древнее возраста комплекса низких террас в горных долинах (см. рис. 47).

7.1.2. Определение относительного геологического возраста элементов рельефа по стадиям морфоцикла (геоморфологический возраст); понятие о реликтовом рельефе

Понятие **геоморфологический возраст** рельефа - юный, молодой, зрелый, дряхлый - ввел В.М. Девис для обозначения стадий денудационного морфоцикла. Не имеющие точного временного содержания, эти определения применяются для чисто качественных сравнительных характеристик рельефа – юная долина, зрелая долина, омоложенный рельеф, зрелый ландшафт.

Из всего сказанного выше видно, что понятие относительного геологического и геоморфологического возраста (и само понятие возраста) форм рельефа и коррелятив-

ных им рыхлых континентальных отложений в геоморфологии несколько более сложное, чем обычно в исторической геологии. Для уточнения этих понятий некоторыми авторами (Ганешин Г.С., Чемяков Ю.Ф.) одно время предлагалось определять относительный геологический и геоморфологический по стадиям морфоцикла возраст указанных объектов, особенно форм рельефа и коррелятивных им рыхлых отложений, временем их зарождения и формирования - *фаза прогрессивного развития* (юная и молодая, по В. Девису). С момента, когда создающие данный рельеф РП и РФ в силу изменения климата или тектонических условий резко меняют или вообще прекращают свое действие, наступает *фаза регрессивного развития* – рельеф консервируется или даже начинает уничтожаться (старческая или дряхлая фаза, по В. Девису). Соответственно, усложняется индекс обозначения возраста, например, индекс $N_I \uparrow Q_I \downarrow Q_{IV}$ означает, что данный элемент рельефа с миоцена по раннечетвертичное время находился в фазе прогрессивного развития, а со среднечетвертичного и по настоящее время - в фазе регрессивного развития. Это, в общем, логичная схема определения и индексации возраста в геоморфологии распространения пока не получила.



Вывод: Возраст оврага - Q_{III}

Вывод: Возраст горной страны - $N-Q_{III-II}$

Рис. 47. Применение методов коррелятивных отложений и возрастных рубежей для определения относительного геологического возраста: А – оврага, Б – горной страны

Формы рельефа, находящиеся в фазе регрессивного развития или какие-нибудь особенности рыхлых отложений, возникшие прежде при иных климатических условиях, также определяются как *реликтовые*, т.е. не соответствующие современным тектоническим и, в особенности, климатическим условиям. Например, погребенные почвы или следы палеокриогенных (см. гл. 5.4.3) процессов в рыхлых толщах, обрывки высоких террас, уцелевшие от эрозии и денудации на склонах долины, весь ледниковый ландшафт, оставленный исчезнувшим ледником, являются реликтовыми и в настоящее время видоизменяются или уничтожаются под действием процессов современной эндо- и экзоморфодинамики.

Строго говоря, с теоретической точки зрения начало каждого нового морфоцикла, особенно связанное с резкими климатическими изменениями, переводит весь предыдущий рельеф в реликтовое состояние.

7.2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ относительной геохронологии

Все многочисленные геологические методы определения относительного геологического возраста, применяемые в геоморфологии и четвертичной геологии, можно разделить на три группы: климатостратиграфические (ритмостратиграфические), биостратиграфические и геохронометрические. Несколько особняком стоит тефростратиграфический метод.

7.2.1. Климатостратиграфические методы (ритмостратиграфические)

Как уже неоднократно указывалось, в течение четвертичного периода происходили неоднократные, достаточно резкие колебания климата, которые не могли не отра-

зяться на особенностях состава и строения накапливающихся в это время толщ рыхлых четвертичных отложений и слагаемых ими форм рельефа. Поэтому суть всех климатостратиграфических методов заключается в возможности расчленения разрезов толщ четвертичных отложений, их корреляции между собой и, в конечном итоге, установления их относительного геологического возраста путем сопоставления с унифицированными региональными схемами стратиграфии, исходя не только из их состава, строения и генетической принадлежности, но и опираясь на *климатические условия их образования*.

Изменения климата в четвертичный период носили колебательный, ритмический характер. В строении разрезов четвертичных отложений это отражается не только в чередовании явно "климатических" генетических типов и фаций, например, ледниковых морен и "теплых" морских или континентальных отложений, но и, что важно, в чередовании толщ, принадлежащих одному генетическому типу, но сформировавшихся в разных климатических условиях. Эта периодичность, напоминающая ритмическое строение слоистости осадочных толщ, определяет другое название всего метода – ***ритмостратиграфический***.

Важно подчеркнуть, что именно климатостратиграфические (ритмостратиграфические) методики дают возможность преодолеть затруднения, возникающие при корреляции разрезов континентальных четвертичных отложений и аккумулятивных форм рельефа, сложенных совершенно разными генетическими типами и даже рядами отложений, что всегда было проблемой в четвертичной геологии. Действительно, как сопоставить (скоррелировать) по возрасту морские и континентальные, озерные и элювиальные, вообще любые различные генетические типы континентальных отложений, реальные взаимоотношения между которыми еще не установлены при картировании? Одной из возможностей выстраивания их в латеральные (горизонтальные) разновозрастные ряды является отнесение к одной и той же теплой или холодной климатической эпохе, к ее "теплым" или "холодным" толщам, что и позволит в дальнейшем привязать данный разнотипный, но одноклиматический ряд к унифицированной схеме стратиграфии всего региона и к международной (глобальной) шкале четвертичной системы.

Среди климатостратиграфических методов чаще всего используют литогенетический, палеопалинологический (спорово-пыльцевой и карпологический) и палеотемпературный.

7.2.1.1. Литогенетический метод

Общая литогенетическая методика. Эта методика является опорной, главной и заключается в обычной процедуре стратиграфии - расчленении разрезов континентальных отложений на разные по составу, строению и происхождению толщи, но с обязательным подчеркиванием климатических условий их образования.

В качестве примера рассмотрим разрез у села Рыбацкого (Мгинско-Рыбацкий разрез), расположенный в нескольких км к юго-востоку от Ленинграда (Петербурга) являющийся одним из опорных для верхнего плейстоцена области последнего покровного оледенения (рис. 48,А).

В разрезе четко выделяются две морены мощностью около 5 метров каждая, верхняя из которых является – *рельефообразующей*, т.е. участвует в строении рельефа современных водораздельных пространств. Ясно, что морены свидетельствуют о максимумах похолодания - климатических минимумах, когда климат в этом районе становился арктическим или нивальным. Обе морены перекрыты озерными ленточными глинами - свидетелями начавшегося потепления климата и отступления ледника, когда талая вода ледника вдоль его внешнего (чаще всего южного) края образуют серию приледниковых озер. Верхняя морена подстилается флювиогляциальными супесчаными отложениями типа зандров, что свидетельствует о приближении ледника и, следовательно, о начавшемся похолодании климата.

Нижняя морена описанного разреза, которая становится рельефообразующей южнее среднерусской возвышенности, а конечные ее гряды протягиваются сразу южнее Москвы, названа Московской и является свидетелем более древнего, чем - Валдайское, Московского оледенения (или стадии), который сопоставляется с поздней стадией Рисс-II Рисского гляциала альпийской схемы.

Разделяющее Валдайское и Московское оледенения межледниковье, представленное в Рыбацком разрезе морскими отложениями, названо Мгинским, а позже - Микулинским и соответствует Рисс - Вюрмскому интергляциалу в альпийской схеме стратиграфии четвертичной системы Западной Европы.

Отметим еще одно соображение, вытекающее из только что рассмотренного разреза верхнего плейстоцена у с. Рыбацкого, - обе морены разделены именно морскими отложениями. Из этого следует простой вывод, что морские трансгрессии приходится на климатические оптимумы - межледниковья, а регрессии и низкий уровень мирового океана, следовательно, связаны с ледниковьями.

Палеопедологическая методика. Совершенно иначе выглядит разрез этого же стратиграфического интервала в приледниковой зоне на Украине. Палеогеографически территория Украины в четвертичный период представляла собой (да и представляет сейчас) преимущественно равнинный степной ландшафт с достаточно засушливым климатом, время от времени сменявшийся тундролесостепью. На водораздельных пространствах этого ландшафта почти весь четвертичный период формировался субаэральный покровный комплекс, сложенный лессами и лессовидными суглинками (о генетике покровных лессовидных толщ см. гл. 2.1.1 и табл. 7), для стратиграфического расчленения и корреляции с другими разрезами которого применяется еще одна разновидность общего литогенетического метода - *палеопедологическая методика*, заключающаяся в расчленении разрезов на стратиграфические единицы по горизонтам погребенных почв ("педос" по гречески – почва).

Почвообразование может быть наложено на многие генетические типы, но чаще всего и наиболее полный зрелый профиль почвы образуется на элювиальных и терра-совых отложениях. В этом случае в разрезе почвы выделяется все три горизонта: верхний темноокрашенный гумусовый (горизонт "А") - главный показатель процесса почвообразования, средний иллювиальный ("В"), характеризующийся ослаблением гумусированности и появлением карбонатных, гипсовых, железогидроокисных и глеевых включений и окрашиваний, и нижний элювиальный ("С"), представляющий собой по сути уже исходную породу, на которую наложено почвообразование.

В отличие от современных, находящихся в процессе формирования почв, погребенные палеопочвы формировались в течение достаточно длительного времени в условиях короткопериодических климатических колебаний на фоне общего потепления и продолжающегося накопления материнской породы. Это приводило к тому, что в разрезах почв зачастую видна не одна почва, а две-три сближенных - *педокомплекс*, мощность которого в исключительных случаях может достигать нескольких метров.

Характер почвы, как уже неоднократно указывалось, зависит от климата: торфяная почва тундры, подзолистая умеренной лесной зоны, черноземная теплых степей и т.д. Но во всех случаях почвообразование - свидетель *более теплого и влажного климата*, чем климатические условия образования толщ, на которые было наложено почвообразование и которые разделяют педокомплексы.

Поэтому в разрезах украинских водораздельных субаэральных толщ четвертичного возраста лессовые горизонты считаются "холодными", формировавшимися в ледниковья и стадии, а разделяющие их педокомплексы - "теплыми", формировавшимися в межледниковья и межстадии. Все это дало возможность сопоставлять и коррелировать разрезы ледниковой и приледниковой зон, как это сделано в нашем примере (рис. 48,Б), сопоставления Мгинско-рыбацкого разреза с верхнеплейстоценовой частью общего стратиграфического разреза четвертичных отложений Украины, из которого видно, что валдайской морене соответствует тясминский лесс, микулинской (мгинской) морской толще - кодакская почва, а московской морене - днепровский лесс.*

* Сопоставление морен и лессов дано по И.Н.Ремизову. Существуют и другие схемы такого сопоставления.

Палеокриологическая методика. Климатостратиграфическое расчленение четвертичных отложений ледниковой и приледниковой зон возможно также с помощью палеокриологической методики, заключающейся в выявлении в строении анализируемых толщ тех или иных следов, оставленных мерзлотными процессами.

В периоды похолодания и наступания ледников приледниковая зона попадала в палеокриолитозону, т.е. зону, область развития "вечной" мерзлоты. В период максимального днепровского оледенения (рисского в Западной Европе, самаровского в Сибири) многолетней мерзлотой была охвачена вся Украина, среднее и нижнее течение р. Волги, весь юг Западной Сибири. Южная граница палеокриолитозоны в это время располагалась приблизительно на 1 000 км южнее южного края ледника. А в Восточной Сибири, где в силу сухости преобладал полярный климат и покровное оледенение охватило только северо-западную часть, южная граница многолетней мерзлоты отодвинулась на несколько тысяч км к югу и вся Восточная Сибирь и Прибайкалье попали в палеокриолитозону. Реликтовая мерзлота в южной части России восточнее р. Енисей сохранилась до настоящего времени (см. рис. 22).

В межледниковья и межстадиалы мерзлота могла полностью исчезать, но в породах оставались следы ее деятельности, представленные погребенной морозобойной трещиноватостью в виде вертикальных трещин с более поздним мелкоземистым заполнением (псевдоморфозы по растаявшим жилам льда), криогенными микродеформациями слоистости (криотурбации), пучением грунтов, морозной сортировкой, следами солифлюкции (подробнее см. гл. 5.4.3).

Таким образом, встречающиеся в разрезах рыхлых континентальных отложений в пределах приледниковой зоны горизонты со следами палеокриолитогенеза являются климатостратиграфическими реперами, показателями (как и морены ледниковой зоны) климатических минимумов и позволяют сопоставлять разрезы ледниковой и приледниковой зон. Применение методики затруднено в районах современного распространения "вечной" мерзлоты из-за наложения современной мерзлоты на следы древней.

7.2.1.2. Палеопалинологический (спорово-пыльцевой) метод

Метод основан на широком распространении спор и пыльцы растений в любых рыхлых четвертичных (кроме морен) отложениях и их хорошей сохранности по сравнению с вегетативными органами растений.

Подчеркнем, что объектом изучения в данном случае являются биологические, палеонтологические остатки. Но рассматриваем мы этот метод в разделе, посвященном климатостратиграфии. Это сделано специально, чтобы подчеркнуть, что остатки ископаемой флоры в четвертичных отложениях в виде пыльцы и спор, в силу отсутствия заметной эволюции растительности в течение четвертичного периода, напрямую возраста содержащих их пород не дают, зато являются надежными показателями ландшафтной и климатической обстановки времени их произрастания.

Еще в неогене почти на всей территории бывшего СССР, кроме Средней Азии, была распространена субтропическая, но листопадная флора (иногда называемая Тургайской), по видовому составу приблизительно соответствовавшая нижеописанной широколистной флоре - дуб, бук, граб, липа, лещина и др.

Во второй половине плиоцена в связи с начавшимся похолоданием началась дифференциация суши северного полушария на климатические зоны. В.П. Гричук установил, что в развитии флоры Русской равнины в течение конца плиоцена и четвертичного времени наиболее заметная перестройка с появлением большинства современных форм произошла на рубеже киммерийского и акчагыльского веков, т.е. около 3,5 млн. лет назад. К началу четвертичного периода окончательно оформились ландшафтно-климатические зоны, просуществовавшие в течение всего периода и, в целом, сохранившиеся до настоящего времени, каждая со своим растительным сообществом - *геофитоценозом*. Напомним еще раз, что эти зоны в связи с неоднократ-

ными похолоданиями и потеплениями климата в течение четвертичного периода мигрировали то на север, то на юг. Следовательно, в каждом конкретном районе ледниковой и приледниковой зон происходили неоднократные смены климата и, соответственно, геофитоценозов, что нашло свое отражение в разрезах четвертичной системы этих районов.

Различают следующие ландшафтно-климатические зоны и их геофитоценозы. Из состава последних приведены только главные показательные виды

зона тундры	{	Тундровый	– карликовая береза (<i>Betula nana</i>), полярная ива (<i>Salix polaris</i>), куропаточья трава (<i>Dryas octopetala</i>), мхи (<i>Bryales</i> , <i>Sphagnum</i>), плауновые (<i>Licopodium</i>)
		Лесотундровый Лесотундростепной	– тундровые формы, ель (<i>Picea</i>), пихта (<i>Abies</i>). – тундровые формы, пихта, береза (<i>Betula albae</i>), ксерофитные* травы, -полынь (<i>Artemisia</i>), маревые
лесная зона	{	Таежный (холодный и влажный)	– ель, пихта, папоротники (<i>Filicales</i>)
		Смешанных лесов (умеренно теплый и влажный)	– ель, береза, осина (<i>Populus</i>), ива (<i>Salix</i>)
		Сосновых боров (умеренно теплый и сухой)	– сосна (<i>Pinus</i>), береза, осина
		Широколистных лесов (<i>Fagus</i>), вяз	– дуб (<i>Quercus</i>), граб (<i>Carpinus</i>), липа (<i>Tilia</i>), бук (<i>Ulmus</i>), лещина (<i>Corylus</i>)
степи	{	Холодная степь	– полынь, вересковые (<i>Eriales</i>)
		Теплая степь	– ковыль (<i>Stipa</i>), злаковые (<i>Graminia</i>), разнотравье.

Главным недостатком метода является большой (до тысяч км) ветровой разнос пыльцы и спор от мест произрастания. Кроме того, возможно смешение геофитоценозов из-за иллювиального вымывания компонентов более молодых спорово-пыльцевых комплексов в более древние и их переотложение с верхних более древних уровней на нижние более молодые при образовании аллювиальных и озерных террас. Поэтому достоверные данные о ландшафтно-климатических условиях той или иной части исследуемого разреза четвертичных отложений можно получить только при комплексном изучении большого количества (не менее 200 экз.) спор и пыльцы на пробу с учетом всех представленных в данной пробе видов и возможной степени их разноса, хотя, конечно, главную роль играют виды, составляющие основную массу объема пробы.

Результаты спорово-пыльцевого анализа изображаются в виде спорово-пыльцевых диаграмм, на которых графиком изображается изменение содержания пыльцы и спор каждого вида от пробы к пробе в вертикальном разрезе в %-ном отношении к общему количеству палинологического материала в каждой пробе. В качестве примера рассмотрим спорово-пыльцевую диаграмму (сильно упрощенную, включающую только данные по широколистной флоре, сосне и карликовой березе) межморенных отложений Мгинско-Рыбацкого разреза (рис. 48,А).

На диаграмме видно, что сразу после московского оледенения, знаменуя самое начало потепления, и перед валдайским оледенением, как свидетельство начала похолодания, в районе Мгинско-Рыбацкого разреза существовали тундры (точнее, с учетом всех данных спорово-пыльцевого анализа, отсутствующих на диаграмме – лесотундростепи), фиксируемые пиковыми значениями карликовой березы. Большую часть времени накопления морских глин на прилегающей суше в условиях умеренно

теплого и сухого климата существовал лесной ландшафт с преобладанием сосны. А в конце

* Ксерофиты – растения, приспособившиеся к жизни в засушливом климате нижней трети времени накопления морских глин климат в этом районе был настолько теплый (климатический оптимум), что получила распространение широколиственная флора - леса из дуба, вяза, граба. Подобные леса в настоящее время распространены по югу европейской части России, в Карпатах, на северном Кавказе. Следовательно, климат района Рыбацкого разреза в период оптимума был значительно теплее современного, что и позволило общее потепление климата в промежуток между московским и валдайским оледенениями считать межледниковьем.

Спорово-пыльцевой метод, несмотря на указанные выше недостатки, является самым широко используемым в климатостратиграфии континентальной составляющей четвертичной системы.

Палеокарпологическая методика в качестве объекта изучения использует семена растений. Методически и по результатам она аналогична спорово-пыльцевому методу, практически являясь разновидностью последнего. Достоинством ее, по сравнению со спорово-пыльцевым методом, является значительно меньший разнос семян, недостатком - худшая их сохранность и гораздо более редкая встречаемость в породах. Практически палеокарпологическая методика применяется при расчленении и корреляции разрезов торфяников.

7.2.1.3. Фауна моллюсков, морских и озерных остракод, фораминифер и диатомей как показателей палеогеографической и палеоэкологической обстановки

Все эти разнообразные по классификационной принадлежности, образу жизни и местообитанию группы организмов ввиду слабой эволюции в течение четвертичного периода или полного ее отсутствия используются в четвертичной геологии, как и только что рассмотренные споры и пыльца наземной растительности, для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций. Наземные моллюски - как показатели субаэральной ландшафтно-климатической обстановки, диатомеи и фораминиферы - как показатели температуры и солености озерной и морской воды, остракоды и субаквальные моллюски – как показатели температуры и солености, глубины и характера дна, гидрологического режима бассейна.

Ценность этих групп организмов для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций усиливается тем, что подавляющее большинство видов этих групп, встречающихся в четвертичных отложениях, живет и в настоящее время, что дает возможность для широкого и прямого применения принципа актуализма при указанных реконструкциях.

Четкая зависимость видового состава указанных групп организмов от температуры окружающей среды делает возможным использование их для целей климатостратиграфии по той же, в принципе, методике, что и при палеопалинологическом анализе. Например, для субаэральных лессовых толщ Западной Европы и Украины установлено, что в самих лессовых толщах распространена бедная в видовом отношении холодолюбивая аркти-бореальная наземная малакофауна (т.е. фауна моллюсков) с главным родом *Columella*, тогда как для погребенных почв характерна теплолюбивая, близкая к современной или даже еще более термогидрофильная (т.е. любящая тепло и влажность) малакофауна с "руководящей" формой *Helicigona botanica*.

Морская малакофауна, как составляющая основную часть донных биоценозов, фораминиферы и диатомеи – как органогенная примесь к морским песчано-алевритоглинистым отложениям, встречающиеся в морских толщах разрезов четвертичной системы в Причерноморье, Прикаспии, Прибалтике и по побережью северных морей, играют важную роль в палеогеографии и палеоэкологии этих территорий. Только наиболее "холодные" морские толщи, формировавшиеся при арктическом климате, могут

быть иногда "немыми" из-за растворения карбонатных раковин в холодной морской воде или даже уже в осадке после гибели организма.

В зависимости от мест и среды обитания видов моллюсков, фораминифер и диатомей в современных морях, все они, а вместе с ними и их представители в морских четвертичных отложениях, подразделены на несколько комплексов, характеризующих, прежде всего, температуру морской воды. Главными комплексами являются: *арктический* северных морей, *бореальный*, распространенный в Северной Атлантике и Балтийском море, и *лузитанский* (средиземноморский), встречающийся в Атлантике южнее пр. Ла-Манш и в Средиземном море. При смешивании видов главных комплексов в зависимости от их %-ных соотношений выделяются переходные комплексы: арктобореальный (высокобореальный) и бореально-лузитанский (южнобореальный). Некоторые наиболее показательные виды комплексов – см. табл. 10.

Таблица 10

Фаунистические комплексы	Моллюски	Фораминиферы	Диатомеи
Высокоарктический	<i>Portlandia arctica</i> , <i>Joldiella lenticula</i>		
Арктический	<i>Cardium ciliatum</i> , <i>Arctica islandica</i>	<i>Proelphidium orbiculare</i> , <i>Elphidium subclavatum</i>	<i>Melosira arctica</i> <i>Porosira glasialis</i>
Арктобореальный (Высокобореальный)	<i>Joldiella hiperborea</i> , <i>Cardium groenlandica</i>	<i>Elphidium groenlandica</i> , <i>Jslandiella islandica</i>	<i>Melosira sulcata</i> <i>Thalassiosira excentrica</i>
Бореальный	<i>Littorina littorea</i> , <i>Hiolinea baltica</i> , <i>Mya truncata</i> , <i>Cardium edule</i>	<i>Elphidium boreale</i> ,	<i>Thalassiosira gravida</i> <i>Cyclotella striata</i>
Бореально-лузитанский (Южнобореальный)	<i>Nassa reticulata</i> , <i>Cardium paucicostatum</i>	<i>Miliolinella grandis</i> <i>Grandulina nipponica</i>	<i>Coscinoidiscus antiquus</i> <i>Actiophyctus areolatus</i> <i>Navicula henedyi</i>
Лузитанский (Средиземноморский)	<i>Garbula gibba</i> , <i>Tapes senegalensis</i>		

7.2.1.4. Палеотемпературная (Изотопно-кислородная) методика

Методика основана на изменении соотношения изотопа кислорода O_{18} к кислороду O_{16} , содержащихся в воде и в воздухе, в зависимости от температуры последних. При повышении температуры воды в Мировом океане и разбавлении ее пресной водой за счет таяния ледников в межледниковья и межстадиалы, отношение O_{18}/O_{16} уменьшается, а при общем похолодании и понижении температуры воды Мирового океана – растет. Объектами для установления палеотемператур служат морские известковоотделительные организмы, поскольку при переходе растворенного в морской воде карбоната кальция в органический $CaCO_3$ скелетов и раковин морских организмов в нем сохраняется соотношение O_{18}/O_{16} морской воды. Наиболее удобны для исследования по этой методике фораминиферы, в большом количестве содержащиеся в разрезах донных океанских осадков неоген-четвертичного возраста. Хорошим объектом могут быть

также современные коралловые рифы, многие из которых практически непрерывно растут с конца мезозоя.

Построенная по фораминиферам (Ц. Эмилиани) палеотемпературная кривая (рис. 49) отражает глобальные колебания температуры воды Мирового океана. На кривой в интервале последнего миллиона лет отмечается 15 заметных похолоданий, 4

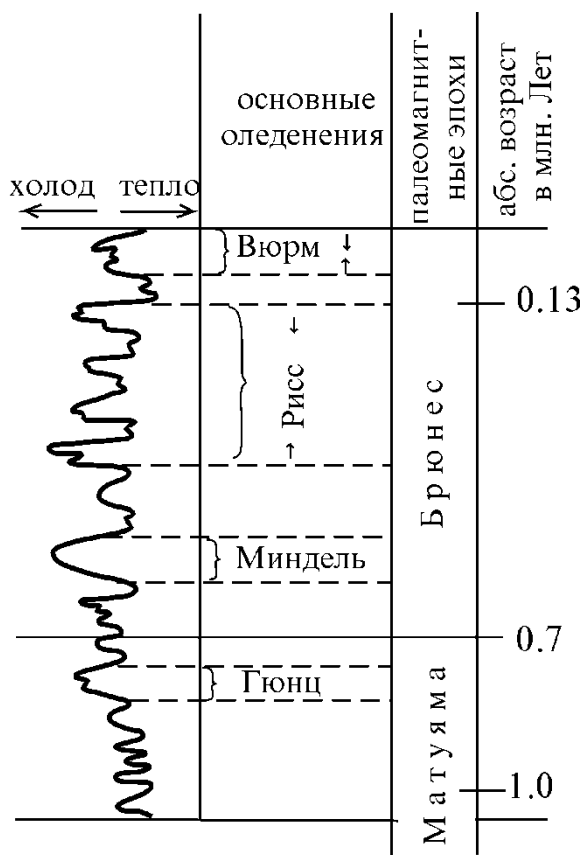


Рис. 49. Палеотемпературная кривая

наиболее крупные и продолжительные из которых логично сопоставить с 4-мя опорными оледенениями в северном полушарии - Гюнц, Миндель, Рисс и Вюрм Альпийской схемы стратиграфии четвертичного периода. Опорными реперами, позволяющими оценить абсолютный возраст холодных и теплых пиков на палеотемпературной кривой, служит граница палеомагнитных эпох Брюнес - Матуяма (см. гл. 7.3.2) и определения абсолютного возраста карбонатов радиологическими методами, в частности, методом неравновесного урана (см. гл. 7.4.1.3).

Лед при своем образовании захватывает большое количество пузырьков воздуха, сохраняющих существующее в данный момент в атмосфере соотношение O_{18}/O_{16} . Поэтому бурение материковых ледников, в частности антарктического, также дает возможность строить палеотемпературные кривые.

В заключение подчеркнем, что построение палеотемпературных кривых по указанным или другим методикам – один из наиболее перспективных способов корреляции континентальной и морской составляющих четвертичной системы.

7.2.1.5. Тефрохронологический метод

Под термином «тефра» понимается пирокластический материал, перенесенный по воздуху на некоторое расстояние от извергающегося вулкана и выпавший на поверхность рельефа.*

Тефрохронологический (тефростратиграфический) метод имеет целью восстановление геологической истории того или иного вулкана - этапы роста постройки, количество и время извержений. Метод пригоден и для непосредственно прилегающей к вулкану территории, на которую распространялись продукты его извержений, и заключается в расчленении и корреляции разрезов склонов стратовулканов и прилегающих территорий по чередованию в них горизонтов тефры и погребенных почв (почвенно-пирокластический чехол). Абсолютная датировка составляющих этого чехла производится радиоуглеродным методом по горизонтам погребенных почв и органическим остаткам, захороненным в пирокластике. Помимо решения общих задач стратиграфии этот метод позволяет датировать и сопоставлять и разобщенные лавовые потоки по залеганию их на разных уровнях сводного для данного вулкана стратиграфического разреза почвенно-пирокластического чехла.

* Таким образом, понятие «тефра» близко к понятию «пирокластика», но несколько уже, поскольку последнее включает в себя еще и наземные потоки пирокластического материала. Почти синонимом понятию «тефра» для дочетвертичных литифицированных пород является понятие «вулканический туф».

Метод, в силу специфики исходного материала, пригоден только для областей современного вулканизма и только для голоцена, поскольку более древняя четвертичная история формирования почвенно-пирокластического чехла значительно искажается эрозией и денудцией, необычно быстро идущими на наклонно залегающих на склонах вулкана и неуспевших окаменеть свежих пирокластических отложениях.

Тем не менее, существует принципиальная возможность применения метода для значительно больших территорий и для более древних, чем голоцен, отрезков четвертичного периода. Это возможно в случаях наиболее сильных извержений с выбросом в атмосферу повышенных количеств вулканического пепла. Выпавший на поверхность в результате таких извержений пепловый покров является идеальным стратиграфическим репером. Такие регионально распротраненные тефры-реперы известны в Исландии, Японии; в присредиземноморье пеплы от извержений греческого вулкана Санторин 25 и 3,5 тыс. лет назад разносились на расстояние до нескольких тыс. километров и, в частности, присутствуют в покровных отложениях юга России.

7.2.2. Биостратиграфический метод

Краткость четвертичного периода, как уже указывалось, привела к тому, что многие группы организмов, в частности, растительный мир, не обнаруживают заметной эволюции. Поэтому применение традиционных биостратиграфических методов для решения задач стратиграфии четвертичной системы затруднено. Достаточно сказать, что в биостратиграфической схеме неоген-четвертичных морских отложений, составленной по фораминиферам, по которым, как было показано в предыдущей главе, возможно расчленение морской четвертичной системы на многочисленные климатостратиграфические подразделения, вся четвертичная система попадает в одну самую верхнюю зону *Globorotalia truncatulinoides*, т.е. характеризуется одним руководящим видом.

Тем не менее, изучение континентальной фауны выявило группы организмов, эволюционировавших за четвертичный период и, следовательно, могущих быть использованными в биостратиграфии четвертичной системы. В первую очередь, это фауна наземных млекопитающих и, в меньшей степени, - морских моллюсков. Правда, большое вертикальное распространение видов этих групп организмов, охватывающее по несколько звеньев и даже разделов четвертичной системы, не позволяет применять к этим видам определение «руководящий». Для стратиграфических подразделений, в которых данный вид является наиболее распространенным, он является «показательным». Сильная зависимость четвертичной фауны от климатических условий вела к миграции видов во времени и пространстве. Поэтому главным инструментом биостратиграфии в геологии четвертичной системы является не вид, а сообщество видов - *показательный эколого-палеонтологический* (фаунистический) комплекс, под которым понимается сообщество видов животных, одновременно обитавших на одной и той же территории в конкретных ландшафтно-климатических условиях (по В.И. Громову).

7.2.2.1. Крупные млекопитающие

Крупные млекопитающие - хоботные, лошади, носороги, олени, бизоны (перечисленные в порядке важности для биостратиграфии четвертичной системы) и др. - просто в силу больших размеров своих костных остатков давно привлекли внимание ученых и в настоящее время составляют основу фаунистических комплексов в биостратиграфической схеме стратиграфии четвертичной системы.

В связи с разными взглядами на положение подошвы четвертичной системы (см. гл. 8.6) и с тем, что эволюция крупных млекопитающих, приведшая к формированию плейстоценовых фаунистических комплексов, началась задолго до начала четвертичного периода, ниже приведены названия и самые основные виды крупных млекопитающих в составе восьми комплексов (по В.И. Громову, 1948 и К.В. Никифоровой и др., 1979), охватывающих интервал от самых верхов плиоцена до позднего плейстоцена для Европейской части территории бывшего СССР.

Исходным фаунистическим комплексом, с которого началось эволюционное развитие будущей четвертичной фауны, был плиоценовый **Гиппарионовый** саванный теплолюбивый комплекс, названный так по предку современной лошади - трехпалому Гиппариону *Hipparion*.

Молдавский комплекс (средний акчагыл) еще тесно связан с гиппарионовыми формами, как гиппарион и ближайший родственник и предшественник слонов - мастодонт *Anancus orvernensis*, а также саблезубый тигр *Machairodus*. Одновременно в комплексе появляются роды, которые составят в будущем основу четвертичной фауны: лошади, слоны, олени и др. Молдавский комплекс сопоставляется с западно - европейской руссильонской фауной.

Хапрровский комплекс встречается в позднеакчагылских отложениях. Показательными формами для него являются: архаичный слон Громова *Archidiskodon gromovi*, родственник носорога - эласмотерий *Alasmoterium*, этрусский носорог *Dicerorhinsus etruscus*, лошадь Стенона *Eguus stenorius*, бобр трогонтерий *Throgonterium*, но продолжают присутствовать гиппарион и мастодонт. В Западной Европе этому комплексу соответствует виллафранкская фауна, а в Западной Сибири - Лебяжинский комплекс.

Одесский комплекс характеризует нижнее звено эоплейстоцена, представленное нижней половиной апшеронского яруса. Продолжают жить лошадь Стенона и этрусский носорог, но уже отсутствует гиппарион и появляется показательный вид - южный слон *A. Meridionalis*. В Западной Сибири этому комплексу соответствует Кизихинский комплекс.

Таманский комплекс характеризует верхнее звено эоплейстоцена, представленное верхней половиной апшеронского яруса. В составе комплекса еще продолжают встречаться этрусский носорог, эласмотерий, трогонтерий и даже мастодонт, но исчезает лошадь Стенона и появляется поздний подвид южного слона *A. merid. Tamanensis*, зюссенборнская лошадь *E. sussenbornensis* и таманский бизон *Bison tamanensis*. В Западной Сибири таманскому комплексу соответствует Раздольнинский.

Все четыре описанные комплексы через видовую преемственность еще имеют связь с плиоценовым гиппарионовым комплексом. А далее, на рубеже 0,7-0,8 млн. лет начавшееся еще ранее похолодание климата, наконец, заметно сказалось на фауне млекопитающих - полностью исчезают теплолюбивые саванные виды и появляются собственно плейстоценовые формы, приспособленные к более суровым климатическим условиям.

Тираспольский комплекс характеризует нижнее звено неоплейстоцена (по схеме МКС 1995г). Показательными формами для него являются трогонтериевый слон или слон Вюста *A. trogonterii (Wusti)*, мосбахская лошадь *E. Mosbahensis*, бизон Шатензака *B. Schoetensacki*, сложнорогий олень *Pzaemegaceras verticornis*, продолжает жить этрусский носорог (поздний подвид). В Западной Сибири этому комплексу соответствует Вяткинский, в Западной Европе – средняя часть Мосбахского комплекса.

Сингильский комплекс характеризует нижнюю ступень среднего звена неоплейстоцена, приходящуюся на лихвинское в европейской части России, тобольское в Западной Сибири межледниковье. Показательными формами в комплексе являются древний слон *Palaeoloxodon antiquus*, носорог Мерка *D. kirchbergensis*, гигантский олень *Megaloceras sp.* Хазарский комплекс, в целом, соответствует первой стадии максимального четвертичного оледенения - рисского в Альпах, днепровского в европейской части России, самаровского в Западной Сибири. В комплексе появляются виды с четкой приспособленностью к холодному субарктическому климату - ранний подвид мамонта *Mammuthus chosaricus*, непосредственный предок современной лошади хозарская лошадь *E. chosaricus* и широко распространенный в это время шерстистый носорог *Coelodonta antiquitatis*.

Мамонтовый (позднепалеолитический) комплекс. Время его существования охватывает вторую половину среднего и весь поздний неоплейстоцен. Во втором названии комплекса – позднепалеолитический - отражена большая роль стоянок древнего человека, как мест скопления костных остатков млекопитающих, на которых чело-

век охотился. В целом, для комплекса характерны мамонт *Mammuthus primigenius*, шерстистый носорог, обилие северных оленей *Rangifer tarandus*, бизонов *Bos priscus*, овцебыков *Ovibos*, появляется современная лошадь *E. caballus*.

Поскольку на время существования комплекса пришлось два крупных похолодания - московский стадиал и валдайское оледенение и два крупных потепления - одинцовский межстадиал и микулинское межледниковье, мамонтовый комплекс подразделяется на два или три подкомплекса. При этом фауны ледниковых эпох характеризуются смещением видов, в настоящее время живущих в совершенно различных по климату ареалах, например, тундровые песцы и степные сайгаки жили вместе в перигляциальной лесотундростепи. В теплое межледниковое и межстадиальное время в составе комплекса преобладали лесных и теплолюбивых животных, например, древний слон *Palaeoloxodon antiquus*.

Эволюция плейстоценовой фауны завершилась формированием современного (голоценового) комплекса, который отличается от мамонтового отсутствием вымерших, приспособленных к холоду видов - мамонтов, шерстистых носорогов, овцебыков.

Из-за тяготения к местам водопоя и лучших кормов основные местонахождения остатков крупных млекопитающих приурочены к морским и озерным террасам, аллювиальным толщам, пролювиальным конусам выноса, карстовым западинам. Причем только в последнем случае исключается главный недостаток метода определения возраста плейстоценовых отложений по костным остаткам крупных млекопитающих - возможность переотложения костей с верхних более древних террасовых уровней на более молодые нижние. Поэтому особенно ценны находки, для которых достоверно установлено их первичное *in situ* залегание, например, в случае гибели животного в болоте, неглубокой карстовой воронке.

7.2.2.2. Мелкие млекопитающие

Находки костных остатков крупных млекопитающих - достаточно редкое явление. И это также снижает их ценность для целей биостратиграфии четвертичной системы. Поэтому в последние десятилетия внимание ученых привлекли мелкие млекопитающие отрядов грызунов (*Rodentia*), зайцеобразных (*Lagomorpha*), в меньшей степени, насекомоядных (*Insectivora*) и рукокрылых (*Chiroptera*). Достоинством перечисленных групп организмов является, во-первых, частота их встречаемости в осадочных толщах, в десятки раз превышающая частоту находок костных остатков крупных млекопитающих. Во-вторых, костные остатки мелких млекопитающих, главным объектом сбора и изучения которых являются их зубы (как, впрочем, и для крупных млекопитающих), встречаются практически во всех генетических типах континентальных отложений на любых элементах рельефа, в том числе, что особенно ценно, в покровных толщах водораздельных пространств и склонов. В-третьих, быстрота их эволюции в плиоцен-четвертичное время позволяет выделять в плейстоцене отрезки времени длительностью 100 тыс. лет. и даже меньше.

В эволюции мелких млекопитающих намечается три крупных рубежа. Первый приходится на 3-3,5 млн. лет (отметим, что это абсолютный возраст нижних границ акчагыла и виллафранка, а также палеомагнитной эпохи Гаусса) и знаменуется широким распространением в северном полушарии корнезубых полёвок родов *Dolomys*, *Pliomys*, *Promiomys*, *Miomys* и зайцев родов *Hypolagus* и *Alilepus*. Последние два рода полевок имеют показательные виды в составе молдавского и ханровского комплексов.

Вторая, крупная перестройка фауны мелких млекопитающих отмечается на рубеже 1,8 млн. лет. (подошва палеомагнитного эпизода олдовой, время появления первого представителя рода *Homo-Homo sapiens*, граница между акчагыльским и апшеронским ярусом, между пьяченцским и калабрийским ярусами, между теплым и холодным виллафранком, подошва четвертичной системы по схеме 1995 г). В это время в северном полушарии расселились некорнезубые полевки родов *Allophajomys* и *Prolaqurus* при одновременном вымирании бобров *trogotherium* и зайцев *Hypolagus*.

Третья рубежная перестройка фауны мелких млекопитающих произошла на рубеже 0,7-0,75 млн. лет. (подошва современной палеомагнитной эпохи Брюнес, граница между кочковским и талагайкинским горизонтами в Западной Сибири, нижняя граница четвертичной системы в СССР до 1995 г). В это время полностью вымирают плиоценовые формы и появляются первые представители собственно плейстоценовых родов некорнезубых полевок *Pitymys*, *Microtus*, род *Mimotys* замещается родом *Arvicola*, появляются зайцы родов *Ochotona* и современного рода *Lepus*.

Далее, в течение плейстоцена (неоплейстоцена, по схеме МСК 1995 г) происходила эволюция появившихся родов, в составе которых, в результате, появилась возможность выделить по три-четыре показательных вида, сменяющих друг друга во времени. Например, для рода *Pitymys*: *P. hitoni* – *P. gregaloides* – *P. arvaloides* – *P. subterraneus*

Таким образом, можно ожидать, что через несколько лет представители мелких млекопитающих оттеснят слонов и лошадей в схемах биостратиграфии четвертичной системы на второй план и станут главными, вплоть до применения к ним понятия «руководящая форма».

7.2.2.3. Морские моллюски, остракоды и диатомеи

Выше говорилось, что эти группы организмов используются лишь для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций.

Вместе с тем, последнее время в развитии остракод и диатомей, помимо их зависимости от температуры и солености воды, намечаются и направленные во времени изменения, которые можно рассматривать как эволюционные, что позволяет использовать эти группы и для целей биостратиграфии. Изменение родового и видового состава в этих группах в плиоцене дает возможность выделения возрастных комплексов раннего, среднего и позднего плейстоцена, которые уже используются для межрегиональной корреляции соответствующих основных подразделений четвертичной системы Западной и Восточной Европы и Сибири.

Морские моллюски в течение четвертичного периода также испытывали сильную зависимость от изменения температуры и солености воды и не обнаруживают явной эволюционной изменчивости во времени. Только эоплейстоценовая малакофауна содержит до 15% вымерших форм и этим достаточно четко отличается от собственно плейстоценовой (неоплейстоценовой). Последняя же по видовому составу практически не отличается от современной малакофауны. Тем не менее, экологическое, связанное с колебаниями температуры и солености воды в течение четвертичного периода, изменение видового состава малакокомплексов прошло как бы по типу необратимого эволюционного процесса и последние вполне могут использоваться как биостратиграфические и датировать возраст морских толщ.

Наиболее изучена и показательна в этом отношении биостратиграфия морских отложений Причерноморья и Прикаспия. Черное море в первую половину неоплейстоцена, а Каспийское – весь четвертичный период представляли собой изолированные от Мирового океана (Средиземного моря) моря-озера. Очевидно, эта изолированность обусловила особый путь эволюции их эндемичной малакофауны.

На рис. 50 видно, что современное распространение и взаимоотношения морских отложений Прикаспия прежде всего определяются вертикальными тектоническими движениями. Вместе с тем сравнение разрезов кавказского побережья и современной акватории Каспийского моря показывает, что в течение плейстоцена в каспийском бассейне прошло четыре крупные трансгрессии, во время которых сформировались основные толщи стратиграфического разреза Прикаспия: апшеронская, бакинская, хазарская и хвалынская, разделенные регрессиями, во время которых формировались маломощные тюркянские, венедские и ательские слои. Бакинская, хазарская и хвалынская толщи менее значительными регрессиями разделены на нижние и верхние слои каждая (в стратиграфическом разрезе на рис. 50 эти регрессии не показаны). Трансгрессивные толщи, вовлеченные в общее неотектоническое поднятие, образова-

ли на кавказском побережье лестницу вложенных террас, наиболее четко проявленную на участке Главного Кавказского хребта. Регрессивные толщи в настоящее время на суше присутствуют в виде аллювия долин, врезанных в предшествующие трансгрессивные толщи. Как собственно морские отложения эти толщи в нормальной стратиграфической последовательности присутствуют (вскрыты бурением) в разрезах Куринской, Северокаспийской (Прикаспийской) и других впадин – бывших заливов Каспийского моря, и должны присутствовать под дном Каспийского моря, поскольку формировались при размерах последнего меньших, чем современные.

Поскольку Каспий в течение четвертичного периода был изолирован от Мирового океана, его трансгрессии и регрессии могли быть вызваны только собственными эвстатическими изменениями уровня моря.

В этом отношении интересно сравнить основной рис. 50 и его фрагмент А. На последнем показаны абсолютные отметки уровня Каспия в хазарское, хвалынское и новокаспийское время. Если бы геоморфологическое строение западного побережья Каспия определялось только эвстатическими колебаниями уровня моря, то хазарские террасы были бы погребены нижнехвалынскими отложениями. Между тем хазарские террасы в зонах наиболее интенсивных неотектонических поднятий на десятки и более метров возвышаются над нижнехвалынской террасой. Последняя же возвышается над верхнехвалынской террасой на 75 м, тогда как разница их эвстатических уровней сос-

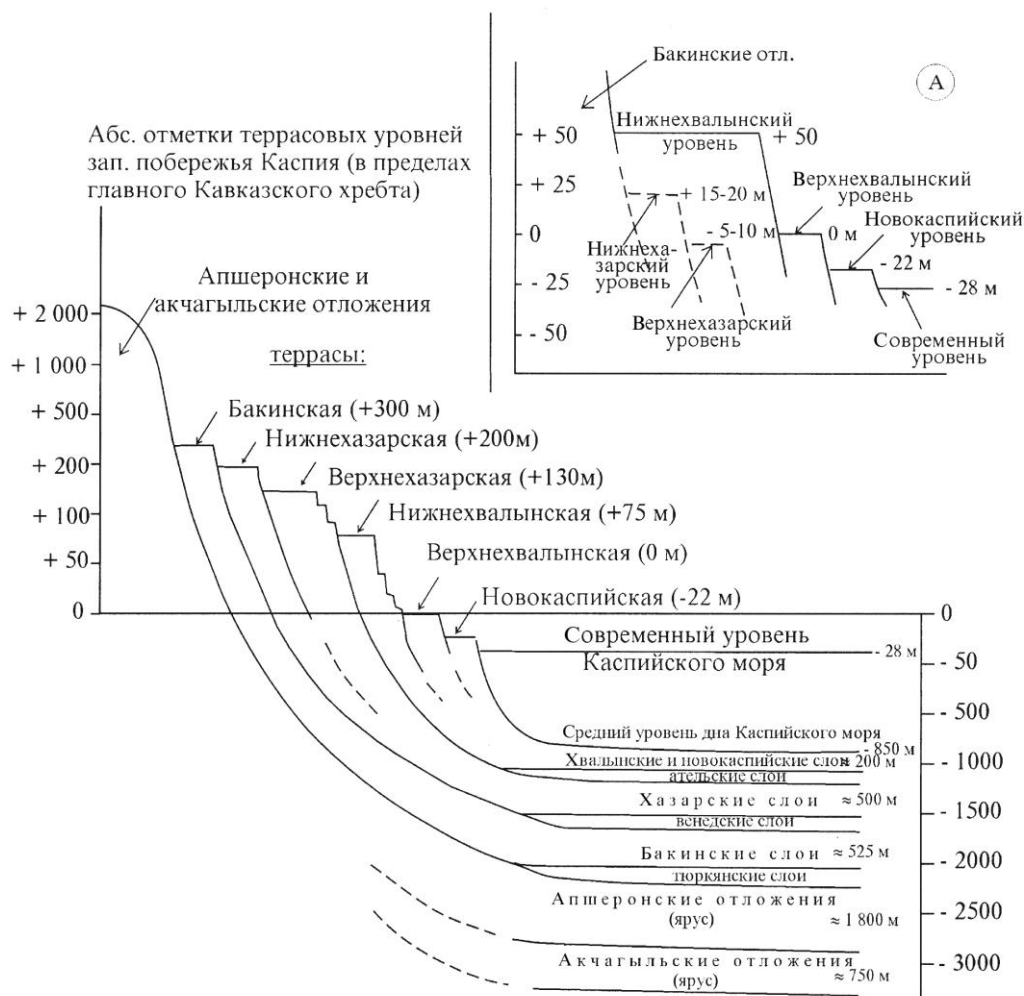


Рис. 50. Принципиальная схема соотношения террасовых уровней западного побережья Каспия и стратиграфического разреза его отложений.

Мощности основных трансгрессивных толщ разреза – по данным, полученным в Куринской впадине, мощности регрессивных тюркянских, венецких и ательских слоев отложены вне масштаба;

А – абсолютные отметки уровней Каспийского моря во время хазарской, хвалынской и новокаспийской трансгрессий. Составил автор по литературным данным

твляет только 50 м. Приведенные данные наглядно демонстрируют роль неотектонических движений и их соотношение с эвстатическими колебаниями уровня моря при формировании рельефа и при выяснении взаимоотношений накапливающихся толщ.

Возникает вопрос: а чем вызваны эвстатические колебания уровня Каспия?

Палеопалинологические данные по всем указанным толщам свидетельствуют о периодических потеплениях и похолоданиях климата во время формирования этих толщ, причем трансгрессии приходились на периоды похолодания и опреснения морской воды, а регрессии - на периоды потепления и увеличения солености Каспийского моря.

Эти климатические изменения отражает и фауна моллюсков. В акчагыльских отложениях (с которых, если следовать западно-европейской схеме стратиграфии четвертичной системы 1948 г., следует начинать последнюю) присутствуют солоноватоводные виды *Macra subcaspia*, *Cardium dombra*, *Cerithium caspium*. Заметим, что температура воды в Каспии тогда была уже на 10-12° ниже, чем в плиоцене и составляла 13-14°.

Апшеронская малакофауна была более тепловодной – температура воды была 17-18° - и пресноводной, а по видовому составу переходной - в ней еще присутствовали акчагыльские виды, но появились и собственно плейстоценовые: *Apscheronica raricostata*, *Monodacna beibatica*, *Leptocythere bacuana*.

Во время тюркянской регрессии вымерли почти все эоплейстоценовые формы и широкое распространение получают виды современного рода *Didacna*.

Бакинская малакофауна была солоноватоводной. В нижнебакинском комплексе характерными видами были: *D. parvula* и *D. catillus*, в верхнебакинском - *D. ridus* *D. caditoides*.

Нижнехазарские слои формировались в опресненном бассейне. Характерными видами были *D. surachanica*, *D. crussa* и *D. trigonula*.

Верхнехазарские слои на кавказском побережье образуют до трех террас. Слои формировались в тепловодном бассейне, главными формами моллюсков в котором были толстостенные и крупные раковины видов *D. surachanica*, *D. nalivkini*. Нелишне отметить, что в северном Прикаспии по долинам рек Волги и Урала верхнехазарские отложения переходят в III-ю надпойменную террасу. Нижнехвалынская трансгрессия была самой значительной в плейстоцене. Площадь Каспийского моря в это время была в 2,5 раза больше современной, а уровень воды достигал отметок 45-50 м абс., т.е. был на 75 м выше современного. На кавказском побережье нижнехвалынские отложения слагают до четырех террас, а по долине р. Волги переходят в аллювий II-й террасы. Эти отложения, в отличие от более древних, уже дислоцированы слабо – отметки их террас выдерживаются на большом расстоянии. Нижнехвалынские моллюски были пресноводными и низкотемпературными, но более мелкими и тонкостенными. Основные виды: *D. cristata*, *D. ebersini*.

Верхнехвалынская малакофауна была более солоноватоводной и бедной в видовом отношении. Главные виды: *D. praetrigonoides* и *D. subcatillus*.

Наконец, голоценовая новокаспийская трансгрессия и одноименные слои характеризуются уже современными формами *D. trigonoides* и *Monodacna caspia*. Интересно также отметить появление в этих отложениях показательной формы *Cardium edule*, характерной для черноморского бассейна, причем пути попадания этого моллюска из Черного моря в Каспийское непонятны, т.к. сообщение морей через Маныч к этому времени уже прекратилось.

Таким образом, если на кавказском побережье расчленение морских отложений Каспия и их корреляция между собой было сделано с учетом геоморфологического строения побережья, то в областях преобладающего опускания – куринской, северо-прикаспийской и других низменностях основой стратиграфического изучения разрезов были именно моллюски.

Очень интересен вопрос о сопоставлении разреза морских четвертичных отложений прикаспия с одновозрастными отложениями русской равнины, т.е. с континен-

тальными отложениями ледниковой и приледниковой зон. Долгое время господствовала и, в целом, остается верной точка зрения о совпадении крупнейших каспийских трансгрессий - бакинской, раннехазарской, позднехазарской и раннехвалынской с основными оледенениями на русской равнине, соответственно, с окским, днепровским, московским и калининской стадией валдайского (см. табл. 11).

Таблица 11

Каспий	Русская равнина	Черное море	
Раннехвалынская трансгрессия	Калининская стадия	Кирканская регрессия	Черное море сообщается со Средиземным морем
регрессия	Микулинское межледниковье	Карангатская трансгрессия	
Позднехазарская трансгрессия	Московское оледенение	Среднеэвксинская регрессия	
регрессия	Одинцовский межстадиал	Узунларская трансгрессия	Черное море изолировано от Средиземного моря
Раннехазарская трансгрессия	Днепровское оледенение	Древнеэвксинская трансгрессия	
Регрессия	Лихвинское межледниковье	Регрессия	
Бакинская трансгрессия	Окское оледенение	Чаудинская трансгрессия	

Причиной такой зависимости считается увеличение речного стока в Каспийском море от таяния приближающегося ледника и, одновременно, уменьшение общего испарения в связи с похолоданием и, следовательно, опреснение морской воды и трансгрессия и, наоборот, уменьшение стока, увеличение испарения и, следовательно, регрессия моря и увеличение солёности его воды при отступании или полном исчезновении ледника.

Очень показательным в этом отношении сопоставление разрезов морских отложений прикаспия и причерноморья (табл. 11). В раннем, и первой половине среднего неоплейстоцена до эпохи днепровского похолодания включительно трансгрессии и регрессии в обоих морях совпадают. Но, начиная со времени одинцовского межстадиала, в Черном море картина меняется на обратную - трансгрессии становятся синхронными межледниковьям и межстадиалам, а регрессии - наступаниям ледников. Считается, что в течение раннего и первой половины среднего неоплейстоцена Черное море было изолировано от Мирового океана и его уровень менялся в унисон с Каспийским морем. Начиная же со второй половины среднего неоплейстоцена, Черное море через проливы Босфор и Дарданеллы стало сообщаться со Средиземным морем и, соответственно, подчиняться глобальной закономерности эвстатического понижения уровня и, следовательно, регрессии во время оледенений за счет связывания воды в ледниках и повышения уровня и трансгрессии во время межледниковий и межстадиалов.

В последнее время указанная схема сопоставления разрезов морских четвертичных отложений Причерноморья и Прикаспия с континентальными четвертичными толщами Русской равнины не считается полностью верной. В частности, она не учитывает неотектонических вертикальных колебательных движений, которые, естественно, не могут совпадать с климатическими колебаниями, но влияют на трансгрессии и регрессии и на степень выраженности Босфор-Дарданельского порога во второй половине четвертичного периода. Таким образом, для Каспия, например, количество трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря превышает количество ледниково-межледниковых циклов (той же длительности) на Русской равнине. В целом, получается, что трансгрессии и регрессии на Каспии шли как бы с опозданием от ледниково-межледниковых циклов: трансгрессии развивались во второй половине межледниковья или межстадиала и первой половине следующего оледенения или стадии, а регрессии – во вторую половину оледенения и начало следующего межледниковья.

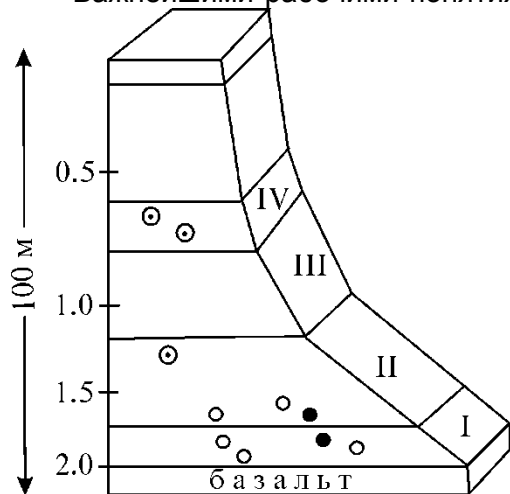
Таким образом, мы снова сталкиваемся с проблемой метахронности (см. также гл. 3.1.3.2), т.е. скольжения во времени эпох проявления оледенений и межледниковий с одной стороны, и трансгрессий и регрессий в морских бассейнах, с другой.

7.2.2.4. Историко-археологический метод

Своеобразие методов четвертичной геологии заключается еще и в том, что среди биостратиграфических методов используется также метод, основанный на изучении палеонтологических остатков рода *Homo*, т.е. человека, и, главным образом, остатков его материальной культуры. Ученые спорят: подвержен ли человек, как составная часть всего живого, эволюции или он, как разумное существо, уже вышел из-под ее влияния, по крайней мере, последние несколько тысяч лет. Но несомненно, что материальная культура человека проделала огромный путь направленного развития и, с точки зрения принципов и методов биостратиграфии, ничем не отличается от любой эволюционировавшей группы организмов, используемой для решения задач этой науки.

Строго говоря, значение историко-археологического метода для решения задач биостратиграфии четвертичной системы невелико. Причина этого – в крайней редкости палеонтологических находок человека и его материальной культуры. Их так мало, что каждая известная в антропологии и археологии находка имеет свое собственное наименование - гейдельбергская челюсть, тешик-ташское захоронение, человек с реки Соло и т.д. Только начиная с позднего плейстоцена, в общем совпадающего с концом среднего и поздним палеолитом, известны датировки четвертичных отложений, главным образом террасовых комплексов, по археологическим данным. И можно было бы в нашем кратком курсе пренебречь этим методом. Но беспрецедентный религиозный «ренесанс», переживаемый в настоящее время нашей страной, вкупе с бредовыми идеями внеземного происхождения человека вынуждают автора обратить особое внимание читателя, не зашоренного религиозным дурманом или современным наукообразным шарлатанством и не потерявшего способность непредвзято и логически мыслить, на проблему происхождения и развития человека и его материальной культуры.

Важнейшими рабочими понятиями в археологии являются: «*стоянка*» - конкретное местонахождение поселений и мест обитания предков человека, фиксируемое по находкам останков самого человека, каменных орудий, посуды, золы костров, скоплений костей животных, на которых охотился человек, и «*культурный слой*» - слой или несколько слоев, горизонт в разрезе рыхлых четвертичных отложений, к которому приурочены археологические находки.



Места находок: ● - австралопитека,
○ - человека умелого и каменных чопперов,
⊙ - питекантропа и каменных орудий ашельской культуры

Рис. 51. Схематическое изображение профиля склона и разреза Оловейского ущелья с обозначением возрастных уровней в млн. лет. (по Д. Ламберту):

Слой I – туфы, II – озерные пески, переотложенные туфы, III – красноцветные склоновые, золотые отложения и отложения пересыхающих водостоков, IV – аллювиальные глины и конгломераты

Стоянки обнаруживаются на любых элементах рельефа, но чаще там, где бы поселился и современный человек: на бережьях рек, озер и морей, у подножья гор. Стоянки доисторического человека, еще не умевшего строить жилища, часто находятся в пещерах и гротах. Культурных слоев на некоторых стоянках бывает несколько. Они разделяются немymi слоями. Такой разрез свидетельствует об уходе и возвращении человека на данное место через сотни, тысячи и даже десятки тысяч лет. Многослойные стоянки имеют исключительно важное значение для археологии, т.к. позволяют непосредственно проследить эволюцию человека и его материальной культуры. Примером такой многослойной стоянки может служить разрез ущелья Оловей в восточной Африке (рис. 51).

Автор первой серьезной научной классификации всего живого на Земле К. Линней в

книге «Система природы» еще в 1735 г., т.е. в период подавляющего влияния религии на все стороны жизни человечества, осмелился отнести человека, обезьян и лемуру к одному отряду приматов (*Primates*), подчеркнув тем самым, во-первых, родство человека и указанных животных и, во-вторых, главенство этого отряда в системе всего живого («примат» по латыни: первый, главный, верховный). В настоящее время человек вместе с человекообразными обезьянами и их общими предками составляет семейство гоминид (*Hominidae*), т.е. родственные человеку.

Древнейшими гоминидами и наиболее вероятными предками и современных человекообразных обезьян и человека были *дриопитек* (древесная обезьяна), *кениопитек* (кенийская обезьяна), *сивапитек* (обезьяна из Сиваликских гор, Индия) и разновидность последней *рамапитек* (по индийскому богу Рама). Редкие находки костных остатков этих вымерших животных были сделаны в Зап. Европе, Турции, Индии, Китае и восточной Африке. Время их жизни - 25 - 5 млн. лет тому назад. Для этих животных предполагается начало попыток прямохождения.

Около 10-15 млн. лет тому назад (по последним данным 8-5 млн.) из семейства гоминид выделилась триба (подсемейство) *Homini* - человекообразные, отличительными признаками которой являются увеличение размеров мозга по отношению к массе всего тела, изменение зубов (редуцирование клыков) и, главное, прямохождение. В

составе трибы выделяются два рода: вымерший род *австралопитеков* (*Australopithecus* - «южная обезьяна») и ныне существующий род *Номо* - человек.

Австралопитеков скорее всего следует считать непосредственными предками человека. Они появились в Восточной Африке около 5 млн лет тому назад и исчезли 2 млн лет назад, вероятно не выдержав конкуренцию с человеком. Австралопитеки освоили африканские саванны, ходили на двух ногах, хотя еще полусогнутых, были покрыты шерстью и имели мозг, уже больший, чем у шимпанзе, но еще в два-три раза меньший, чем у человека. Но главное: весьма вероятно, что австралопитеки уже

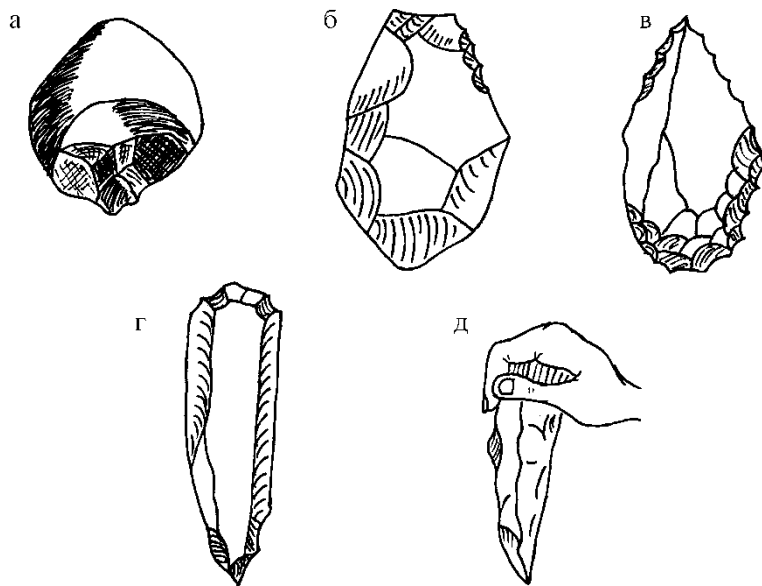


Рис. 52. Каменные орудия палеолита:

- а - чоппер, б - шельское рубило, в - мустьерский остроконечник,
г - позднепалеолитический наконечник (для копья),
д - так держали рубила и остроконечники

использовали орудия - камни и крупные кости. Некоторые ученые поэтому считают возможным начинать с австралопитеков развитие материальной культуры будущего человека, выделяя **культуру кости**.

В 1959-60 гг. в антропологии и археологии произошло важное событие. Английские ученые Луис и Мери Лики и их сыновья Ричард и Джонатан нашли в Восточной Африке в Танзании в ущелье Олдовой остатки гоминида, с которого большинство антропологов начинает род *Номо* - *Homo habilis* - «человек умелый». Видовое название «умелый» подчеркивает, во-первых, устройство его кисти, способной к человеческому захвату, и, во-вторых, наличие на стоянках «человека умелого» явных каменных орудий: грубо оббитых несколькими сколами обломков базальта-т.н. *чопперов* (рис. 52,а), знаменующих первую в истории развития материальной культуры человека архаичную **культуру оббитых галек** (или олдовейскую), выделяемую в *археолит*. Некоторые археологи относят эту культуру даже к *палеолиту*, т.е. древнему каменному веку.

Время существования человека умелого (судя по находкам архаичной культуры чопперов) от 2 млн. лет до 200 тыс. лет тому назад.

Следующей стадией в развитии человека был вид *Homo erectus* – «человек прямоходящий». История открытия человека прямоходящего драматична. В XIX веке в Европе был уже хорошо известен описанный ниже неандерталец с его материальной культурой среднего палеолита. Именно тогда возникла проблема «недостающего звена», которую церковь выставляла как аргумент против дарвиновского учения об эволюционном происхождении человека и человекообразных обезьян от общего предка, а дарвинисты призывали естествоиспытателей искать это недостающее звено. Е. Геккель даже придумал название для этой будущей находки: *Pithecanthropus alalus* – «обезьяночеловек бессловесный». И вот в 1891-93 гг. голландский врач Е. Дюбуа на острове Ява находит остатки существа, которое он считает этим самым недостающим звеном и дает ему название *Pithecanthropus erectus* – «обезьяночеловек прямоходящий». К сожалению, он не нашел рядом каменных орудий и научный мир Европы скептически отнесся к его находке. И только в 30-е годы в Китае были найдены костные остатки существа, очень близкого к питекантропу, названного *Sinanthropus* - китайский или пекинский человек, на стоянках которого были найдены и каменные орудия, более совершенные, чем чопперы, и зола костров.

К настоящему времени находки человекоподобного существа, близкого к питекантропу и синантропу, сделаны также в Европе и Африке. Все они отнесены к виду *Homo erectus* и составляют группу архантропов. Человек прямоходящий жил от 1,6 млн. до 200 тыс. лет тому назад. Это был достаточно высокий - до 1.8 ростом и весом до 70 и более кг гоминид, уже избавившийся от походки на полусогнутых ногах и имевший мозг около 800-1200 г, т.е. больше, чем у человека умелого, но еще заметно меньший, чем у современного человека.

Материальная культура *Homo erectus* - **Ашельская** характеризуется тесаной техникой изготовления грубых каменных орудий - *рубил* путем ударов одной кремневой галькой по другой так, чтобы откалывая от будущего рубила кусочки с одной стороны (одностороннее рубило) или с двух (двустороннее) получить острый край (*шельская* более ранняя стадия культуры, рис. 52,б). В среднем «человек прямоходящий» тратил на изготовление рубила до нескольких десятков ударов, что в несколько раз больше, чем тратил *Homo habilis* на изготовление чоппера. На поздней, собственно ашельской стадии, человек начал не только изготавливать рубила, но и целенаправленно откалывать от гальки-заготовки крупные отщепы и использовать их в качестве скребков и ножей. Ашельская культура относится к древнему (раннему) палеолиту.

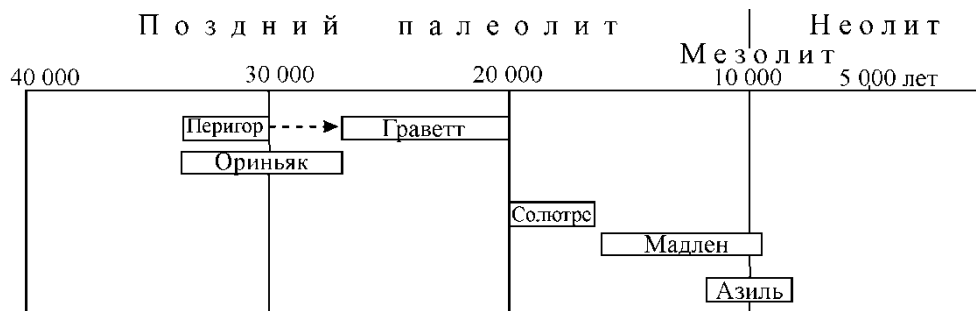
К сожалению, пока не найдено прямых доказательств эволюционного происхождения *Homo erectus* от *Homo habilis*, но чрезвычайно показательны в этом отношении находки в общем одном разрезе Олдовойского ущелья в Африке остатков *Homo erectus* в слоях непосредственно над слоями с останками *Homo habilis* (рис. 51).

Следующей стадией развития человека является уже сравнительно широко распространенный - более 200 находок в Европе - вид *Homo (sapiens) neandertalensis*, названный так по долине Неандерталь близ Дюссельдорфа в Германии, где еще в 1856 г. в пещере Фельдгофер были найдены остатки человекообразного существа с мозгом почти таким же, а иногда и большим, чем у современного человека, но с толщиной костей черепа, хотя и меньшей, чем у *Homo erectus*, но большей, чем у современного человека. У неандертальца еще были роднящие его с *Homo erectus* четко выраженные надбровные дуги и покатый лоб. Тем не менее, некоторые антропологи считают возможным начинать с неандертальца вид *Homo sapiens*, хотя большинство из них рассматривает его как самостоятельную боковую ветвь рода *Homo*, выделяя в группу палеоантропов.

Неандертальцы жили в период от 300 до 30 тыс. лет назад. Их материальная культура – **Мустье** (по пещере Ле-Мустье во Франции) составляет содержание среднего палеолита и характеризуется *сколковой* техникой изготовления рубил, когда для получения нужной формы заготовка обрабатывалась более, чем сотней ударов для откалывания мелких сколов. Стала разнообразней и форма, и прикладное значение

каменных орудий - остроконечники для пробития дырок (рис. 52,в), овальные скреблы для выделки шкур, призматические ножи, зазубренные пилы по дереву, отщепы с округлыми выемками для шлифовки копий (?) и др. Дальнейшее развитие получило изготовление и использование отщепов, в том числе мелких, в результате чего на стоянках неандертальца присутствуют оригинальные обработанные камни, представляющие собой *ядрища*, оставшиеся после откола от них отщепов. За свою форму они получили название *дисковидный нуклеус* и являются «руководящей формой» мустьерской культуры.

Таблица 12



Неандертальцы жили еще, в основном, в пещерах, но уже умели строить себе жилища из шкур, натянутых на деревянную основу или основу из костей мамонта, шили себе одежду и умели добывать огонь. Большие размеры остатков их хижин свидетельствуют о том, что жили они большими группами до 15-20 человек, составляя первую в развитии социальной культуры структуру общества - родственную коммуну.

Очень интересно и важно отметить для понимания становления сознания человека, что неандертальцы уже хоронили своих покойников и не просто, а с соблюдением примитивного ритуала (в позе спящего на боку, на травяной подстилке),* но, в целом, сознание неандертальца было еще *предметно-чувственным*, т.е. близким сознанию современных высших животных.

Около 40 тыс. лет назад в Европе появился новый вид рода *Homo* - *Homo sapiens*. Некоторые антропологи и археологи делят этот вид на два сменяющих друг друга во времени подвиды: *H.s. fossilis*, известный только по археологическим находкам, и *H.s. sapiens*, появившийся около 10 тыс. лет назад и живущий в настоящее время.

Homo sapiens fossilis, составляющий группу неантропов-кроманьонцев (по названию грота Кро-Маньон во Франции), внешне и по объему мозга уже практически не отличался от современного человека. Его каменная культура, выделяемая в поздний палеолит, по сравнению с культурой Мустье, отличается еще большим разнообразием каменных орудий и более тщательной их обработкой - более 200 ударов тратил кроманьонец на изготовление рубила или ножа. Усовершенствовалась и техника изготовления каменных орудий - она стала *отжимной*: сначала с помощью долота, сделанного из оленьего рога, от заготовки откалывались крупные отщепы, затем путем нажима (очевидно с помощью рычага) каменными клиньями на заготовку или отщеп от них откалывались более мелкие отщепы. В результате, в местах изготовления каменных орудий оставались отходы прямоугольной формы - *призматический нуклеус*, являющийся "руководящей формой" позднего палеолита.

Каменная культура позднего палеолита претерпела в своем развитии заметные изменения, что позволило выделить в ее составе несколько частных культур, существовавших в разных местах, в разное время. Лучше всего эволюция позднепалеолитической культуры изучена во Франции (табл. 12, по Д. Ламберту).

Наиболее древняя из французских культур Перигор была еще близка мустьерской. Каменные орудия были еще округлы с одного конца и держались в руке, как показано на рис. 52, д. Для близкой, одновременно и несколько дольше существовавшей

* На этом основании некоторые антропологи считают возможным относить неандертальца к виду *Homo sapiens*

культуры Ориньяк характерно наличие скреблов, сверл, долот и редко ножей. Культура Солютре характеризуется тонкими, листовидными ножами-остроконечниками, заостренными с обоих концов. Эти ножи держали уже так же, как это делается сейчас. Поздняя культура Мадлен известна деревянными стержнями с крючком (для метания копий ?), костяными рыболовными крючками и гарпунами. Кроманьонцы использовали привязанные к деревянному древку топоры, копья с привязанными наконечниками (рис. 52 г), шили одежду с помощью костяных игл с отверстиями.

Но главным (по мнению автора) отличием *Homo sapiens fossilis* от неандертальца было появление у него *абстрактно-образного* мышления. Этот скачок в развитии мыслительных способностей человека не менее, а, может быть, и более важен в процессе выделения человека из остального животного мира, чем появление прямохождения и изготовление орудий.

О появлении у кроманьонца абстрактно-образного мышления, т.е. способности воспроизводить в своем сознании окружающий мир в виде мысленных образов и умения взглянуть на себя и свое место в мире со стороны*, свидетельствуют зачатки искусства и зарождение у него религиозных представлений.

Зарождение религиозного мировоззрения у человека, в частности, веры в загробную жизнь, и зарождение искусства на заре сознательной жизни человека было тесно связано. Об этих принципиально новых особенностях человеческого сознания свидетельствуют каменные орудия и украшения в захоронениях, посыпание покойников охрой, гравюры животных и людей на каменных пластинках, их фигурки, вырезанные из камня и дерева, их изображения на стенах пещер, причем в изображенных, часто танцующих (ритуальный танец, начало магии, колдовства) фигурах объединены признаки и людей, и животных - самое начало антропоморфизма.** А в самой поздней, переходной к мезолиту культуре Азиль, среди каменных орудий, предметов быта и украшений впервые встречены предметы, на первый взгляд, не имеющие никакого прикладного значения: раскрашенные или изрезанные простым абстрактным геометрическим рисунком, сетками кусочки камня или дерева. Скорее всего, это первые культовые предметы, вполне соответствующие чурингам современных австралийских аборигенов, оберегам древних славян, всем прочим амулетам, свидетельствующие о зарождении фетишизма.

Чрезвычайный интерес вызывают появившиеся в культуре Ориньяк и исчезнувшие позже вырезанные из камня или дерева скульптурные фигурки женщин с сильно преувеличенно выраженными женскими признаками. Вероятно, эти фигурки знаменуют собой начало матриархата, но, может быть, это первое проявление эротики в доисторическом искусстве.

Время от 12 до 8, местами до 5 тыс. лет тому назад, т.е. на рубеже плейстоцена и голоцена выделяется в средний каменный век - **мезолит**. Главным достижением материальной культуры мезолита было изобретение лука и стрел. Соответственно, на мезолитических стоянках среди прочих каменных орудий, подобных позднепалеолитическим, встречается большое количество мелких, треугольной формы остроконечников - **микролитов**, представлявших собой наконечники для стрел. Наконечники вставлялись в расщепленный конец деревянной стрелы и дополнительно приклеивались смолой. Вставив и вклеив серию микролитов в трещину в палке, мезолитический человек получал прообраз современной пилы. Такая техника изготовления орудий, характерная для мезолита, получила название **вставной**.

С общим потеплением климата в первой половине голоцена связано развитие культуры нового каменного века - **неолита** и окончательное становление современного человека – *Homo sapiens sapiens*. Неолитическая эпоха длилась от 9 до 5, местами до 3-х тыс. лет до нашего времени.

* Замечательно, что еще К. Линней подчеркнул эту особенность человека, назвав вид не просто "Homo sapiens", а "Homo sapiens posee te ipsum" – человек разумный, *познай самого себя!*

** Антропоморфизм - Форма начального сознания и зарождения религии, заключающаяся в очеловечивании нашими предками предметов и явлений окружающей их природы.

Каменные орудия неолита отличаются от более древних, во-первых, шлифованностью (хотя продолжалось изготовление и по позднепалеолитическим технологиям) и, во-вторых, человек научился проделывать в каменных топорах отверстия и стал их насаживать. В течение неолита человек кардинально изменил свой образ жизни, перейдя от охоты и собирательства к скотоводству и земледелию. Другой важной особенностью неолитической культуры стало возникновение гончарного производства, прошедшего в своем развитии несколько стадий, отразившихся в изменении формы и рисунка на гончарных изделиях: неправильная грубая форма с беспорядочным ячеисто-ребенчатым орнаментом, геометрически правильный орнамент, правильная плоскостная форма, знаменующая появление гончарного круга.

Сопоставление этапов эволюции человека и основных эпох становления его материальной культуры с подразделениями общей шкалы стратиграфии четвертичной системы – см. табл. 13.

Следующие этапы развития материальной культуры человека – *энеолит* (меднокаменный век), *бронзовый век*, *железный век* в силу краткости и близости к современности - последние пять тысяч лет - выходят за рамки предмета нашего рассмотрения.

В заключение еще раз коснемся проблемы «недостающих звеньев». Ученые еще не скоро придут к единому мнению об устройстве древа эволюции человека. Действительно, пока нет доказательств прямого происхождения *Homo erectus* от *Homo habilis*, почти всеми признается, что неандерталец – тупиковая ветвь в развитии человека и неизвестны непосредственные предшественники кроманьонцев и т.д. Иными словами, между всеми рассмотренными формами рода *Homo* (а многие не попали в этот краткий обзор) при желании можно увидеть эти самые пресловутые недостающие звенья. Но неоспорима общая, генеральная линия эволюции человека и развития его материальной культуры, кратко изложенная выше. И это единственно правильная, логически обоснованная и фактически подтвержденная теория. Все остальные домыслы на этот счет, в том числе религиозные и космологические, не заслуживают внимания.

7.3. ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Специфика этих методов заключается в том, что они точно считают отрезки времени вплоть до годов, но требуют привязки полученных результатов к общей геохронологической шкале каким-либо из методов абсолютной геохронологии. Отметим также, что рассмотренная ранее в разделе «Климатостратиграфические методы» палеотемпературная методика с полным основанием могла бы быть рассмотрена в данном разделе.

7.3.1. Метод сезонной слоистости (варвохронологический; метод ленточных глин)

Этот метод был разработан раньше других и долгое время рассматривался как один из методов абсолютной геохронологии. Он основан на подсчете количества годовых слоев (лент) в песчано-глинистых озерных осадках (за пределами озерной литорали).

Простейшая задача, решаемая с помощью данного метода - точное определение в годах продолжительности существования отдельного озерного бассейна.

Гораздо сложнее задача корреляции временных интервалов существования нескольких исчезнувших озер. Наиболее ярким, но практически единственным примером решения этой задачи является геохронологическое изучение и корреляция знаменитых «ленточных глин приледниковых озер» (см. гл. 5.4.2) северной Европы, осуществленные в первой половине нашего века. Собственно, рассматриваемый метод и был разработан в процессе решения этой задачи. Главную роль при сопоставлении («коннекции», по терминологии основателя метода шведа Де-Геера) играют аномальные по мощности или составу годовые ленты, резко выделяющиеся из монотонного разреза

ленточных глин и являющиеся, таким образом, своеобразными маркирующими горизонтами, позволяющими переходить от разреза к разрезу (см. рис. 53). В результате всей работы была детально, буквально по годам прослежена история отступления последнего покровного оледенения с территории северной Германии, Польши и России через Данию и Финляндию в Норвегию и Швецию. Отправной точкой в этом летоисчислении служит 1794 год, когда в северной Швеции было спущено оз. Рагунда. Самые верхние годовые ленты донных осадков этого озера, датированные указанным годом, стали началом, верхним звеном в сводном разрезе ленточных глин всех приледниковых озер северной Европы. Самые нижние части этого разреза отстоят от нашего времени на 10-12 тыс. лет.



Рис. 53. Схема отступления ледника и миграция за ним приледникового озера: жирные линии – аномальные годовые ленты, переходящие из озера в озеро

7.3.2. Палеомагнитный метод

Метод основан на способности минералов и горных пород, обладающих ферромагнитными свойствами (содержащих в своем составе железо или в железосодержащих минералах – магнетит, гематит, пироксены, амфболы эффузивных пород, или эти же минералы в тяжелой фракции мелкообломочных пород, или окислы железа в цементе последних), «запоминать» магнитное поле Земли в момент своего образования в виде т.н. остаточной намагниченности.

Исходным природным объектом, на котором началась разработка глобальной палеомагнитной шкалы, стало полосовое магнитное поле - линейные магнитные аномалии срединно-океанических хребтов (СОХ), параллельные простирающую СОХ и симметричные относительно их осей. Океанические базальты, слагающие самую осевую часть СОХ, обнаружили остаточную намагниченность, соответствующую современному магнитному полю Земли. Самый древний абсолютный возраст этих базальтов по радиологическим данным оказался 700 тыс. лет. Время формирования этих базальтов получило название **палеомагнитная эпоха Брюнес** с «прямой» полярностью магнитного поля Земли.

С внешней стороны от полосы базальтов эпохи Брюнес симметрично относительно нее в самых верхних частях обоих склонов СОХ были установлены, соответственно, две полосы базальтов, обнаруживших картину магнитного поля Земли, обратную современной - северный и южный магнитные полюса Земли во время формирования этих базальтов располагались противоположно их нынешнему положению. Это время было названо второй палеомагнитной эпохой **Матуяма**, с «обратной» полярностью и продолжительностью от 2,4 млн. лет до 700 тыс. лет.

Таким образом, четвертичный период при принятой в настоящее время продолжительности в 1,6 млн. лет охватывает вторую половину эпохи Матуяма и всю эпоху Брюнес.

Дальнейшее изучение остаточной намагниченности базальтов, слагающих склоны СОХ и прилегающее океаническое дно, обнаружило чередование полос с прямой (нечетные номера) и обратной (четные номера) намагниченностью и возрастом все более древним, вплоть до мелового, по мере удаления от осей СОХ. Нелишне отме-

тить, что описанное полосовое магнитное поле СОХ - краеугольный камень механизма спрединга, лежащего в основе Новой Глобальной Тектоники.

К настоящему времени установлено, что магнитное поле Земли в течение геологического времени неоднократно меняло свои параметры. Наиболее значимые изменения - инверсии (переполюсовка) магнитного поля. Длительные - не менее 1 млн. лет периоды «прямой» или «обратной» полярности называются **эпоха**. Эти же периоды длительностью первые сотни тыс. лет называются **эпизод**. Например, в упомянутую эпоху Матуяма было два эпизода, когда восстанавливалась прямая полярность: Олдовей 1,8-1,6 млн. и Харамильо 900-800 тыс. лет тому назад (см. табл. 14). Периоды меньших по масштабам вариаций магнитного поля Земли, выражающиеся в заметных изменениях напряженности, склонения и наклона, но без инверсий полюсов, продолжительностью десятки и сотни тысяч лет называются **экскурс**. Наконец, для расчленения и корреляции голоценовых отложений используются палеовариации магнитного поля с периодом от 500 до 2-3 тыс. лет.

Главное достоинство палеомагнитного метода, поскольку изменения магнитного поля Земли носят глобальный характер, - его универсальность. В сущности, это единственный метод межрегиональных и глобальных корреляций для отложений любого возраста. Дело лишь за разработкой детальной глобальной палеомагнитной шкалы и точным определением абсолютного возраста палеомагнитных эпох, экскурсов и эпизодов радиологическими методами.

7.3.3. Дендрохронологический метод

Метод основан на подсчете лет по годовым кольцам деревьев. Роль маркирующих горизонтов в этом случае играют аномальные кольца, появление которых спровоцировано резкими колебаниями климата или природными явлениями типа падения Тунгусского метеорита. Реально метод разработан для определения времени существования торфяников, их расчленения на горизонты и корреляции. В идеальном случае задача легко решается, если в торфянике сохранились пни деревьев в прижизненном положении и если эти пни встречаются на разных стратиграфических (гипсометрических) уровнях, перекрывая друг друга. Так же, как и для всех геохронометрических методов, требуется привязка полученных этим методом данных к шкале абсолютного возраста, осуществляемая радиоуглеродным методом. В целом, дендрохронологическая шкала разработана только для голоцена.

7.4. МЕТОДЫ Абсолютной геохронологии

Само понятие "абсолютная" геохронология означает, что нижеперечисленные методы непосредственно дают возраст исследуемого объекта - минерала, органических остатков, т.е. время в годах, прошедшее с момента их образования.

7.4.1. Радиологические методы

7.4.1.1. Радиоуглеродный метод

Метод основан на накоплении в органике вместе с углеродом C^{12} некоторого количества изотопа C^{14} с определенным соотношением между ними. После гибели организма за счет радиоактивного распада C^{14} это соотношение начинает меняться со скоростью полураспада C^{14} , равной 5500 лет, что дает возможность устанавливать абсолютный возраст любой органики. Метод имеет высокую точность - до сотен лет, но, к сожалению, может применяться только для органических остатков с возрастом не более 50-55 тыс. лет, т.е. только для голоценовых и позднеплейстоценовых отложений. Широко применяется в археологии, истории, криминалистике.

7.4.1.2 Калий-аргоновый метод

Метод представляет собой модификацию широко распространенного в геологии метода определения абсолютного возраста магматических горных пород по минералам (слюды, амфиболы, полевые шпаты), содержащим вместе с калием K^{42} его радиоактивный изотоп K^{40} , который в процессе распада превращается в аргон⁴⁰. Модификация позволяет определять абсолютный возраст в интервале от 100 тыс. до 1 млн. лет, но, к сожалению, только вулканогенных горных пород.

7.4.1.3. Метод неравновесного урана

Метод заключается в измерении количественных соотношений между материнскими радиоактивными U^{238} и U^{235} и продуктами их распада в виде радиоизотопов U^{234} (период полураспада 250 тыс. лет), иония (п.п. - 75 тыс. лет) и протактиния (п.п. - 34 тыс. лет). Временные интервалы применимости метода приблизительно в четыре раза больше периодов полураспада и составляют, соответственно, 1 млн. лет для U^{234} ; 300 тыс. лет для иония и 100 тыс. лет для протактиния²³¹. Объектами изучения могут быть костные остатки, минералы вулканических горных пород, известьвыделяющие морские организмы, в особенности кораллы.

7.4.2. Термолюминесцентный метод

Метод основан на способности кварца к свечению при нагревании до температуры от 100 до 400⁰С за счет «светосуммы», накопившейся в кристаллической решетке под воздействием естественной радиации после образования кристалла. Чем древнее кварц, тем большую «светосумму» он накапливает и, следовательно, тем сильнее люминесцирует. Возрастной диапазон применимости метода - от 20 тыс. лет до 1 млн. лет. Достоинством метода является его применимость к любым рыхлым осадочным горным породам. Трудности применения и возможности ошибок таятся в необходимости подвергать анализу только сингенетичный породе аутигенный кварц, который не всегда легко отделить от привнесенного более древнего обломочного. Поэтому наиболее точные результаты получаются при определении этим методом абсолютного возраста почв, покровных лессовидных суглинков, морских и озерных глин.

ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

8.1. О ПЕРВОНАЧАЛЬНОМ ОБЪЕМЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И ПРИНЦИПАХ ПОСТРОЕНИЯ ЕЕ СТРАТИГРАФИИ

Как указывалось выше (см. гл. 1.2.3), первый объем четвертичной системы был установлен Ч. Лайелем в середине XIX века под названием "плейстоцен". Сделано это было по морским отложениям Средиземноморья. Важно подчеркнуть, что нижней границей плейстоцена Лайель считал подошву калабрийского яруса. В 1877 г. Ч. Лайель выделил из состава плейстоцена самые верхние послеледниковые отложения как "новейшие" (*recent*), к которым несколько позднее Э.Ог применил термин "голоцен", т.е. "полностью новый".

Дальнейшая история разработки стратиграфии четвертичных отложений связана с изучением континентальных отложений. И сразу же перед учеными встал вопрос: на каких принципах строить стратиграфию четвертичной системы? Разработка стратиграфии любой системы начинается с расчленения частных разрезов на конкретные, легко узнаваемые толщи, отличающиеся друг от друга только им присущими особенностями состава и строения, т.е. по чисто литологическим критериям. Но уже сопоставление (корреляция) частных разрезов, особенно в случае их разнофациальности, для составления сводной стратиграфической колонки и тем более определения относительного геологического возраста всех выделенных толщ для всех более древних, чем четвертичная, систем шло на палеонтологической основе.

Схемы стратиграфии этих систем базируются на **биостратиграфическом** принципе. Но при изучении разрезов четвертичных отложений, особенно континентальных с их большой разнофациальностью, при решении вопросов их расчленения и корреляции ученые быстро столкнулись с большими затруднениями в применении биостратиграфического принципа и на первое место вышел **климатостратиграфический принцип** (см. гл. 3.1.3.2 и гл. 7.2.1.).

8.2. О первой "альпийской" климатостратиграфической схеме стратиграфии четвертичных отложений

Первой литолого-климатостратиграфической схемой стратиграфии четвертичной системы стала т.н. "Альпийская" схема, разработанная австрийцами А. Пенком и Э. Брюкнером в 1885-1909 гг. В ее основу было положено изучение ледниковых комплексов – конечных морен и связанных с ними флювиогляциальных галечников северного подножья Альп в Германии. Было выявлено два галечных покрова – древний и молодой (отличающиеся степенью выветрелости галек) и два врезанных в покровы галечных конуса выноса, в настоящее время фиксируемых в виде двух террас в современных долинах. И покровы, и конусы выноса в верхнем, обращенном к горам (проксимальном) конце, про-

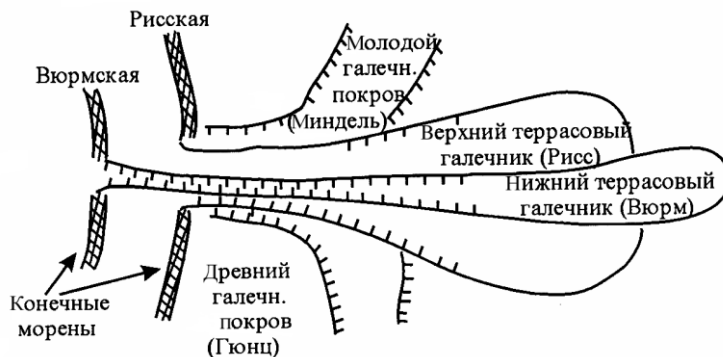


рис. 54. Схема ледниковых комплексов северных предгорий Альп, послужившая А. Пенку и Э. Брюкнеру основой для установления 4-х основных оледенений Западной Европы.
Объяснения в тексте

сов – конечных морен и связанных с ними флювиогляциальных галечников северного подножья Альп в Германии. Было выявлено два галечных покрова – древний и молодой (отличающиеся степенью выветрелости галек) и два врезанных в покровы галечных конуса выноса, в настоящее время фиксируемых в виде двух террас в современных долинах. И покровы, и конусы выноса в верхнем, обращенном к горам (проксимальном) конце, про-

странственно и, следовательно, в возрастном отношении и генетически связаны с конечными моренами (см. рис. 54). А. Пенк и Э. Брюкнер предположили, что в периоды наступания ледников формировались конечные морены и с внешней (дистальной) стороны от них – флювиогляциальные галечники, а в периоды потепления происходил размыв галечников и формирование долин, («эрозионных рытвин», по авторам). Таким образом, по А.Пенку и Э. Брюкнеру Альпы за четвертичный период пережили четыре оледенения, разделенные тремя межледниковьями. Оледенениям были даны названия по небольшим речкам предгорий Альп (от древних к молодым): гюнц, миндель, рисс и вюрм, а разделяющим их межледниковьям - двойные названия: - гюнц - миндель и т.д. (см. табл. 14,в). Четвертичный период в это время начинали (что несколько нелогично) с гюнц-миндельского интергляциала, относя гюнцское оледенение в плиоцен.

Позже, в 1930 г. Б.Эрбель выделил в Альпах еще одно, более древнее, чем гюнцское, оледенение – **дунайское**, с подразделением на собственно дунайское и более древнее **биберское**.

Эта схема на долгие годы стала опорной для стратиграфии четвертичной системы*. Четкое подразделение последней на толщи, формировавшиеся в резко различных климатических условиях, дало возможность уверенно сопоставлять отложения оледенений и межледниковий, стадий и межстадиалов, особенно в гляциальной и приледниковой зонах. Но «гляциальный» уклон этой схемы привел к тенденции начинать четвертичную систему только с появления в ее разрезах морен, как явных свидетелей оледенений, что привело в дальнейшем, особенно в СССР, к заметному сокращению вертикального объема системы по сравнению с первоначальным, установленным Ч.Лайелем.

8.3. СХЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ, ДЕЙСТВОВАВШИЕ В СССР И РОССИИ ДО 1995 Г.

Климатостратиграфические схемы. В 1932 г на 2-й конференции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА) была принята первая унифицированная схема стратиграфии четвертичной системы, в основу которой была положена климатостратиграфическая альпийская схема. Четвертичная система и период были подразделены на четыре единицы в ранге, соответственно, отделов и эпох (табл. 14,б): **эоплейстоцен** в составе дунайского, гюнцкого и миндельского оледенений и разделяющих их межледниковий, **мезоплейстоцен** в составе интергляциала миндель-рисс и рисского оледенения, **неоплейстоцен** в составе межледниковья рисс-вюрм и вюрмского оледенения и голоцен (все послеледниковые отложения). Позже, с внедрением радиологических методов, было выявлено, что абсолютный возраст подошвы Дунайского гляциала (биберской стадии) около 2,5 млн. лет.

Применение этой схемы в СССР сразу вызвало дискуссию (продолжающуюся, между прочим, до сих пор!). Во-первых, правомочно ли употреблять термин «плейстоцен», введенный на основании анализа фауны, а тем более с приставками «эо», «мезо» и «нео», отражающих эволюцию этой фауны, к стратиграфическим подразделениям, выделенным на литогенетической и климатостратиграфической основе? Поэтому равнозначными были признаны и стали более употребимыми термины *нижний* (или древний), *средний и верхний* (новый) и *современный* отделы системы без употребления термина «плейстоцен». Но тут же возникли споры о правомочности применения терминов «отдел» и «ярус»- для четвертичной системы из-за резкого несоответствия объемов и, главное, на порядок меньшей продолжительности формирования этих подразделений в четвертичный период по сравнению со средним объемом отделов и ярусов и средней продолжительностью эпох и веков для всех более древних систем и периодов.

* По правилу приоритета эта схема и сейчас должна лежать в основе любой схемы стратиграфии четвертичной системы. Термины «гюнц», «миндель», «рисс-вюрмское межледниковье» и т.д. широко используются в научной литературе по четвертичному периоду.

Во-вторых, возникла проблема положения нижней границы четвертичной системы и периода. Дело в том, что достаточно уверенно сопоставляются отложения среднего и верхнего плейстоцена Альп и европейской части России и далее Западной Сибири (табл. 14, в, е, ж):

- гляциал Вюрм - Валдайское оледенение - Зырянское оледенение;
- интергляциал Рисс-Вюрм - Микулинское межледниковье - Казанцевское межледниковье;
- гляциал Рисс - Днепровское оледенение - Самаровское оледенение;
- интергляциал Миндель-Рисс - Лихвинское межледниковье - Тобольское межледниковье.

Сложнее обстояло дело с сопоставлением Миндельского гляциала Альп с Окским (Белорусским) оледенением европейской части России. Аналогов же Гюнцского, а тем более Дунайского гляциалов Альпийской схемы в СССР в тридцатые годы вообще не обнаружили. В результате, исходя из принципа проведения подошвы четвертичной системы по появлению в разрезе явных признаков оледенения, эту границу в европейской части СССР стали проводить по подошве окского горизонта - окской «окаменелой морены». Позже, в 50-70-е годы выяснилось, что строение нижнеплейстоценовых отложений более сложное и включает в себя в европейской части СССР, во-первых, отложения двух оледенений и разделяющего их межледниковья (или межстадиала - споры идут до сих пор). Самую нижнюю морену, выделенную в дзукийский (белорусский, нижнеберезинский) горизонт одно время сопоставляли с гюнцем. Во-вторых, еще ниже залегают редко встречающиеся аллювиальные и озерные отложения, характеризующиеся, в общем, сменой термофильной флоры на холодоустойчивую. Эти отложения стали выделять в «доледниковый», позже - вильнюсский горизонт. В Западной Сибири окскому моренному горизонту соответствует шайтанский моренный горизонт, а всем остальным нижележащим отложениям европейской части России - обширный по объему талагайкинский горизонт. Нижнюю границу четвертичной системы стали проводить по подошве «доледниковых» отложений (в Причерноморье - по подошве чаудинских отложений, в Прикаспии - по подошве бакинских). Она несколько понизилась, но все равно оставалась выше, чем в Западной Европе. Как выяснилось позже, абсолютный возраст этой подошвы составил 700-800 тыс. лет.

Таким образом, с 1932 г. нижняя граница четвертичной системы в СССР и в Западной Европе стала проводиться на разных уровнях.

Еще большее расхождение положения подошвы четвертичной системы в СССР и в Западной Европе произошло в 1948 г., когда на XVIII сессии Международного геологического конгресса (МГК) на основании установленного к тому времени заметного изменения морской фауны на рубеже плиоцена и плейстоцена в сторону развития холодоустойчивых форм было решено вернуться к представлениям Ч. Лайеля и понизить нижнюю границу четвертичной системы до подошвы калабрийского яруса Средиземноморья и его континентального аналога - виллафранкской толщи северной Италии. Абсолютный возраст этой подошвы составил 3,5 млн. лет.

Биостратиграфические схемы. Параллельно с развитием климатостратиграфического направления в четвертичной геологии специалисты по четвертичной фауне и флоре разрабатывали биостратиграфические схемы стратиграфии четвертичной системы.

Как было показано выше (см. гл. 7.2.2.1), в основе биостратиграфии континентальной составляющей четвертичной системы лежит изучение костных остатков крупных (слоны, лошади) и мелких (грызуны, в особенности полевки) млекопитающих. По данным эволюции указанных групп организмов были выделены фаунистические комплексы, характеризующие подразделения четвертичной системы в ранге подотделов и ярусов. Меньшее значение для биостратиграфии четвертичной системы имеют археоло-

гические данные - тип человека и стадии развития его материальной культуры (табл. 13, в,г).

Естественно, что биостратиграфические схемы стратиграфии четвертичной системы отличаются от ритмостратиграфических приверженностью их авторов - И.В. Громов, И.И.Краснов, К.В. Никифорова и др. - традиционной методологии биостратиграфии. Это выражается, во-первых, в применении для названия системы и периода термина «антропоген» и, во-вторых, в употреблении, вслед за западно – европей-

Таблица 13

Глобальная шкала четвертичной системы (МКС, 1989)			Биостратиграфическая схема (по В.И. Громову, И.И. Краснову и др., 1968-82 гг.)							палеомагнитная шкала				
система	отдел	ярус	система	ярус	п/ярус	название	главные формы	тип человека	эпоха	век	стадия (культура)	эпоха	эпизод	абсолютный возраст (в млн. лет)
НЕОГЕНОВАЯ	Плейстоцен	нижний	Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я											
			п л е й с т о ц е н											
			средний				верхний				голоцен			
Пяченецский			А Н Т Р О П О Г Е Н О В А Я С И С Т Е М А											
			плейстоценовый ярус (плейстоцен)											
			нижний плейстоцен		средний плейстоцен		верхний плейстоцен		голоцен					
виллафранкский ярус	апшеронский п/ярус	одецкий	таманский	тираспольский	сингильский	хазарский	мамонтовый (верхнеплейстоценовый)	современный						
акчагыльский п/ярус	хапровский	агаровский	меридиональный	содопский	раваоходонский	трогонтерильский	трогонтерильский	трогонтерильский	палеолит	древний (ранний)	средний	поздний		
молдавский	апанус	орвехенский	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс			
Австралопитеки	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс	гомохабилс			
Жильберт	Гаусс	Олдовей - 1.8	Харамильо - 0.9	Матуяма	Брюнес									0.01
		2.4	1.6	0.8	0.7	0.5	0.38	0.15	0.13	0.04			0.01	
		2.5	2.4	2.5	3.5									

скими геологами, рабочих традиционных терминов «отдел» и «ярус» при ранжировании подразделений четвертичной системы, причем в схеме указанных авторов от 1960 г. эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен выступают в качестве отделов с подразделением на ярусы с альпийской терминологией - виллафранкский, гюнцский и т.д., а в схеме 1968г. (табл. 13,б) отделы отсутствуют и система сразу делится на два яруса, в качестве которых выступают виллафранк и плейстоцен.

Ограниченные возможности биостратиграфического метода в стратиграфии четвертичной системы привели к тому, что детальность биостратиграфических схем последней значительно уступает детальности климатостратиграфических схем.

Но главное принципиальное отличие биостратиграфических схем от климатостратиграфических заключается в значительно более низком положении нижней границы четвертичной системы и периода, проводимой в соответствии с решением XVIII сессии МГК 1948 г. поскольку молдавский фаунистический комплекс, с которого биостратиграфы (и прежде всего, В.И. Громов) начинают эволюционный ряд развития четвертичной фауны, характеризует акчагыльский ярус плиоцена.

Указанные резкие различия между климатостратиграфическими и биостратиграфическими схемами и продолжающиеся споры о принципах построения схемы стратиграфии четвертичной системы и номенклатуре ее подразделений привели к тому, что в 1963 г. Межведомственный стратиграфический комитет СССР (МСК) принял компромиссное, до лучших времен, решение - свести схему стратиграфии четвертичной системы в СССР к четырем подразделениям: нижне-, средне-, верхнечетвертичные и современные отложения (ни отделов, ни ярусов! но допускалось употребление терминов, соответственно, нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен), с нижней границей согласно решений 1932 г, т.е. на уровне 0,7-0,8 млн. лет (табл. 14 г). Эта примитивная схема стратиграфии четвертичной системы действовала в СССР, особенно в производственных организациях МГиОН вплоть до 1982 г. Все работы по составлению Государственных геологических карт СССР масштабов 1:1 000 000, и 1:200 000 и частично 1:50 000 были осуществлены с использованием этой схемы.

8.4. ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЕДИНИЦЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ

В 1974 г И.И. Краснов, К.В. Никифорова и Е.В. Шанцер предложили, а МСК в 1982г. рекомендовал к использованию таксономический ряд общих и региональных стратиграфических подразделений и их геохронологических эквивалентов, фрагменты которого в части, употребляемой в стратиграфии четвертичной системы, приведены в табл. 15.

Прежде всего, отметим, что такие достаточно мелкие единицы общей стратиграфической шкалы, как ярус (VI ранг в общем таксономическом ряду) и даже зона (VII ранг) с их геохронологическими эквивалентами, соответственно, век и хрон, являются *более крупными*, чем все единицы, употребляемые в современной стратиграфии четвертичной системы и геохронологии четвертичного периода. Кроме того, все эти единицы, в отличие от более крупных, выделяемых на биостратиграфическом основании, являются, прежде всего, климатостратиграфическими.*

Самая крупная единица в стратиграфии четвертичной системы - *раздел* (VIII ранг в общем таксономическом ряду) с его геохронологическим эквивалентом *этап* продолжительностью 0,5-1 млн. лет. Разделы и этапы отражают крупнейшие климатические изменения - общее похолодание в эоплейстоцене, чередование похолоданий и потеплений (оледенений и межледниковий) в неоплейстоцене и общее потепление в голоцене.**

* В.В. Зубаков предлагает именовать их *климатолит*, с подразделением на "*теплые*" (см. гл. 3.1.3.2) - *термомеры* и "*холодные*" - *криомеры* с соответствующими геохронологическими эквивалентами - *термохрон* и *криохрон*.

** Ученые по-разному оценивают ранг голоцена. Многие считают, что его незначительная продолжительность (не более 10 000 лет) не позволяет рассматривать голоцен в качестве самостоятельного этапа. Прогнозируемое через 20-60 тыс. лет новое оледенение заставляет относить его к межледниковью или даже межстадиалу.

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И ИХ КОРРЕЛЛЯЦИЯ

ГЛОБАЛЬНАЯ
ШКАЛА ЧЕТ-
ВЕРТИЧНОЙ
СИСТЕМЫ
(МКС, 1989)

СХЕМА
ИНКВА
1932 г.

ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА

МСК
1963 г.

НЕОГЕНОВАЯ	Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я	СИСТЕМА
ПЛИОЦЕН	П Л Е И С Т О Ц Е Н	ОТДЕЛ
ПЯЧЕНЦСКИЙ	Н И Ж Н И Й С Р Е Д Н И Й В Е Р Х Н И Й	ЯРУС

СИСТЕМА	ГОЛОЦЕН	ВРЕМЯ				АЛЬПЫ	ИТА- ЛИЯ	СЕВЕР			
СИСТЕМА Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я П Л Е И С Т О Ц Е Н	ОТДЕЛ	ЯРУС	П/ЯРУС ИЛИ СЛОИ	ЯРУС ИЛИ СЛОИ	ВРЕМЯ	АЛЬПЫ	ИТА- ЛИЯ	СЕВЕР			
									неоплейстоцен	ст. Вюрм-III	субатлантическое
									неоплейстоцен (верхн. плейстоцен)	и/ст. II-III	суббореальное
										ст. Вюрм-II	атлантическое
										и/ст. I-II	бореальное
									ст. Вюрм-I	субарктическое	
									интергляциал РИСС-ВЮРМ		
									мезоплейстоцен (средн. плейст.)	ст. Рисс-II	
									мезоплейстоцен (средн. плейст.)	и/ст. I-II	
										ст. Рисс-I	
интергляциал МИНДЕЛЬ-РИСС											
эоплейстоцен (нижний плейстоцен)	ст. Миндель-II										
	и/ст. I-II										
	ст. Миндель-I										
интергляциал ГЮНЦ-МИНДЕЛЬ											
гляциал ГЮНЦ											
интергляциал ДУНАЙ-ГЮНЦ											
гляциал (стадия) ДУНАЙ											
	интергляциал (и/стад.) БИБЕР-ДУНАЙ										
гляциал (стадия) БИБЕР											
Виллафранк (континентальный) нижний (теплый) средний пьяченцкий	калабринский (морской)	современная граница									
		Западно- Европейская граница 1932 г.									
		Западно- Европейская граница 1948 г.									

СИСТЕМА	Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я	ОТЛОЖЕНИЯ
нижнечетверт. (нижн. плейст.)	нижнечетверт. (нижн. плейст.)	современные
среднечетверт. (средний плейст.)	среднечетверт. (средний плейст.)	верхнечетвертные (верхн. плейстоцен)

ОБЩАЯ ШКАЛА ЧЕТ-
ВЕРТИЧНОЙ СИСТЕ-
МЫ (МСК - 1995)

РОССИЯ
РЕГИОНАЛЬНЫЕ СХЕМЫ

СИСТЕМА		Европейская часть		Западная Сибирь		ФАУНИСТИЧЕС- КИЕ КОМП- ЛЕКСЫ	ПАЛЕО- МАГНИТ- НАЯ ШКАЛА	АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ (в млн.лет)				
		НАДРАЗДЕЛ (ОТДЕЛ)	РАЗДЕЛ (ПОДОТДЕЛ)	ГОРИЗОН	ГОРИЗОН				НАДГОРИ- ЗОНТ	ГОРИЗОН	ЭПОХА	ЭПИЗОД
НЕОГЕНОВАЯ	ПЛИОЦЕН	ГОЛОЦЕН	современный		современный		современный					
			НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНЕЕ	4 я	осташковский (верхневалдайский)			Зырянский	сартанский (верхнезырянский)	мамонтовый (верхнепалеолитический)	
					3 я	ленинградский (молого-шекснин.)				каргинский (среднезырянск.)		
	2 я	олонецкий (калининский)		ермаковский (нижнезырянск.)								
	1 я	микулинский		казанцевский								
	СРЕДНЕЕ	4	Средне- русский	московский	Бахтин- ский	тазовский	хазар- ский сингиль- ский					
				3		одинцовский			ширтинский			
		2	днепровский	самаровский								
		1	лихвинский	тобольский								
	НИЖНЕЕ	Вильнюс- ский	Белорус- Днепров.	окский (верхнеберезинск.)	?	шайтанский (демьяновский)	тирасполь- ский					
				березинский (донской, дзукийск.)		талагайкинский						
ильнский		(доледниковый)	покровский									
			михайловский (петропавловск.)									
			Граница в СССР до 1995 г.									
ЗОПЛЕЙСТО- ЦЕН	нижнее	Апшеронские слои		Кочковский	таманский	одеc- ский	1.6					
		Акчагальский ярус						Взаимоотношения предположительные	хапров- ский	1.8		
МОЛДАВ- СКИЙ	ПАВЛОДАРС- КАЯ	Павлодарская свита		?	молдав- ский	гаусский	2.4					
		?						гаусский	2.5			
ЖИЛЬ- БЕРТ		Матуяма		Харамильо-0.9		Олдовей-1,8						

Единицы общего таксономического стратиграфического ряда, применяемые в четвертичной геологии

Стратиграфические таксоны			Геохронологический эквивалент	Длительность в годах	Климатические события	Обоснование
Ранг	Общие шкалы	Региональные шкалы				
VIII	раздел		этап	0,5-1 млн.	крупнейшие изменения климата	смена полихронных рядов фаунистических комплексов
IX	звено	надгоризонт	пора	200-500 т.	большие оледенения и межледниковья	1. литогенетические подразделения 2. фаунистические комплексы
XI	ступень (климатолит)	горизонт	термины свободного пользования	20-80 т.	оледенения и стадии; межледниковья, межстадиалы	1. литогенетические подразделения 2. палеопалинологические данные
XII	стадиал	стадиальные слои	стадия	5-10 т.	глобальные климаторитмы III порядка	---/---
XIII	наслой, уровень	микростадиальные или осцилляционные	осцилляция	1-5 т.	глобальные и региональные климаторитмы IV и выше порядков	литофациальные пачки молодых отложений, террасовые уровни, колебания урезов воды и краев ледников

Разделы и этапы имеют и биостратиграфическое обоснование по смене полихронных рядов фаунистических комплексов: плиоцен-эоплейстоценовый ряд (от гиппарионового комплекса до таманского), плейстоценовый ряд (тираспольский - мамонтовый комплексы) и голоценовый.

Следующей единицей общей стратиграфической шкалы четвертичной системы является **звено** с его геохронологическим эквивалентом **пора** (IX ранг). Климатостратиграфическое обоснование этих единиц заключается в чередовании *больших оледенений* (гюнц и т.д. и их аналоги) и межледниковий, причем пора включает в себя межледниковье и следующее за ним оледенение, например, микулинское межледниковье и валдайское оледенение составляют верхнее звено неоплейстоцена. Биостратиграфически звенья и поры обосновываются основными фаунистическими комплексами. В региональных схемах стратиграфии четвертичной системы звеньям соответствуют **надгоризонты**.

Основной единицей стратиграфии четвертичной системы является **ступень** (XI ранг в общем таксономическом ряду). Именно для ступеней более всего подходит термин "климатолит". В качестве геохронологического эквивалента ступени используют термины свободного пользования, например, "время". В региональной стратиграфии ступеням соответствуют **горизонты**, чаще всего представленные одноименными свитами или толщами, т.е. реальными геологическими телами, обособленными литогене-

тически. Обоснование звеньев и горизонтов уже чисто климатостратиграфическое. Их появление в разрезах и основные характеристики отражают чередование стадий оледенений и межстадиалов. Кроме литогенетической выраженности (наиболее характерной для областей покровных оледенений и непосредственно прилегающей части приледниковых областей где, например, в разрезах можно наблюдать чередование морен и любых неледниковых отложений) для выделения ступеней и горизонтов в приледниковых и внеледниковых областях широко применяются данные палинологии и других любых методик, позволяющих устанавливать климатические условия, формирования конкретных толщ.

Более мелкие единицы стратиграфии и геохронологии четвертичной системы: общие – стадиалы* (XII ранг), наслои или уровни (XIII ранг), региональные - стадиальные слои, осцилляционные слои с их геохронологическими эквивалентами – стадиями* и осцилляциями длительностью от 10 до 1 тыс. лет отражают более мелкие глобальные и региональные климаторитмы. Их выделение базируется на тех же принципах, что и для ступеней и горизонтов. Ритмика высоких порядков, вплоть до годовой (сезонной), может выражаться в чередовании литофациальных пачек, отличающихся структурно-текстурными особенностями, и отдельных слоев в озерных и аллювиальных (например, пойменных) отложениях. Для выявления голоценовых и, в особенности, современных осцилляций применяются геоморфологические методы и стационарные наблюдения: фиксация изменений уровня воды в морях и озерах и увязка последних с микротеррасами на побережьях или наблюдения за ежегодными и нескольколетними фазами наступания или отступания горно-долинных ледников.

8.5. ДЕЙСТВУЮЩАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

В 1989 г. Международная комиссия по стратиграфии (МКС) приняла Глобальную шкалу четвертичной системы (табл. 14,а) в составе двух отделов - плейстоцен и голоцен с подразделением плейстоцена на нижний, средний и верхний (обратите внимание! – без обозначения ранга этих подразделений). Подстилает четвертичную систему пьенченцкий ярус плиоцена.

В 1985 г. Межведомственный стратиграфический комитет России (МСК) принял Общую шкалу четвертичной системы, увязанную, наконец, с международной глобальной шкалой (табл. 14, а, д). В этой схеме четвертичная система, как и в международной шкале, делится на два надраздела (отдела) - плейстоцен и голоцен. А далее, в отличие от международной шкалы, плейстоцен делится на два раздела (подотдела): эоплейстоцен и неоплейстоцен, которые, в свою очередь, делятся на звенья: два в составе эоплейстоцена и три - в составе неоплейстоцена. Звенья делятся на ступени, причем количество ступеней в составе звеньев строго не оговаривается. Это связано с тем, что ступени, хотя и являются единицами общей шкалы, своими основаниями имеют горизонты, т.е. единицы местных (региональных) схем стратиграфии, а количество горизонтов в составе того или иного звена в разных регионах разное и может меняться. Нумерация ступеней идет по правилу: все «термомеры» (см. первую сноску в гл. 8.4) имеют нечетные номера, «криомеры» – четные.

Подосва четвертичной системы в Глобальной шкале и Общей стратиграфической шкале России установлена на уровне 1,6 млн. лет, что заметно выше Международной границы 1948 г., но ниже действовавшей в России на протяжении десятилетий границы на уровне 0,7-0,8 млн. лет. Таким образом, с 1995 г. апшеронский ярус плиоцена официально вошел в состав четвертичной системы и в настоящее время является стратотипом эоплейстоцена.

Сопоставление новой Общей шкалы четвертичной системы с региональными схемами стратиграфии ее для европейской части России и Западной Сибири – см. табл. 14, д,е,ж.

* Отметим несовершенство принятой терминологии: термины "стадия", "стадиал" используется в двух значениях: как палеогеографическое понятие, знаменующее период наступания ледника в составе большого оледенения и как стратиграфическая и геохронологическая единицы XII ранга общего таксономического ряда.

8.6. ПРОБЛЕМА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И ПЕРИОДА

Из сказанного выше видно, что, по мере развития четвертичной геологии как науки и накопления данных, положение нижней границы четвертичной системы менялось. Обозначилось несколько критериев проведения этой границы: по резким рубежам в эволюции животного и растительного мира, связанным с приспособлением всего живого к наступающему общему похолоданию, по появлению в разрезах четвертичных отложений явных признаков оледенений в виде любых "холодных" толщ и, прежде всего, морен, по палеомагнитным данным, по появлению первых остатков рода *Homo* и его материальной культуры.

Соответственно, наметились четыре варианта нижней границы четвертичной системы.

Наиболее древней является граница на уровне 3,5 млн. лет. Эта граница была установлена в Западной Европе еще Ч. Лайелем по подошве калабрийского (астийского, пьяченцкого) яруса на основании появления в нем арктических форм моллюсков. Континентальным аналогом этих морских отложений считалась виллафранкская толща с руссильонской (молдавской) фауной. На этом же рубеже произошли заметные изменения в составе фауны мелких млекопитающих (гл. 7.2.2.2) и флоры (гл. 7.2.1.2). На палеомагнитной шкале эта граница совпадает с границей эпох Джильберта и Гаусса. В 1948 г. эта граница была закреплена решением XVIII сессии МГК. В России эта граница приблизительно совпадает с подошвой акчагыльского яруса.

Другим вариантом подошвы четвертичной системы является граница на рубеже 2,4-2,5 млн. лет. В Западной Европе эта граница проходит в основании калабрийского яруса (в меньшем уточненном объеме), внутри виллафранкской толщи между нижней "теплой" и средней и верхней "холодными" частями виллафранка. В Альпах эта граница проходит по подошве первой снизу биберской морены в составе большого дунайского оледенения. В России эта граница проходит внутри акчагыльского яруса. На палеомагнитной шкале эта граница соответствует границе эпох Гаусса и Матуяма.

Третий вариант нижней границы четвертичной системы с абсолютным возрастом 1,6 млн. лет палеонтологически обосновывается исчезновением на рубеже хапровского (большая часть виллафранкской фауны) и одесского (конечная фаза виллафранкской фауны) комплексов такого показательного для плиоцена вида как гиппарион и появлением некорнезубых полевок. В Западной Европе эта граница совпадает с подошвой верхнего виллафранка, в России - с подошвой апшеронского яруса. На палеомагнитной шкале эта граница приходится на конец эпизода Олдовэй в составе эпохи Матуяма. Знаменательно, что это - время появления первого представителя рода *Homo* – *Homo habilis*. В зональной шкале верхнего кайнозоя океанов эта граница соответствует подошве самой верхней последней зоны *Globorotalia truncatulinoides*. В 1989 г. в Западной Европе и в 1995 г. в России эта граница была признана официально.

Наконец, самой молодой нижней границей четвертичной системы является граница 1932 г. на рубеже 0,8-0,7 млн. лет. Эта граница лучше всего выражена литологически по появлению в большинстве разрезов отложений "ледникового плейстоцена" - явных морен. В молодых складчатых областях эта граница соответствует структурному несогласию между явным палеонтологически охарактеризованным плиоценом и более молодыми рыхлыми отложениями, относимыми на этом основании к четвертичным. Палеонтологически эта граница обосновывается появлением собственно плейстоценового "холодного" тираспольского фаунистического комплекса (Зюссенбургская, Мосбахская фауны Западной Европы). На палеомагнитной шкале эта граница соответствует подошве современной эпохи Брюнес. В СССР эта граница действовала на протяжении десятилетий.

Итак, существует проблема нижней границы четвертичной системы. Дело, видимо, заключается в том, что к границе между плиоценом и четвертичным периодом нельзя подходить так же, как к границам более древних периодов, длительность которых исчисляется десятками миллионов лет. На этом фоне 1-2 млн. лет переходного времени действительно воспринимается как граница. В нашем же случае мы находим-

ся внутри такого отрезка времени и видим, что разные перечисленные выше принципы проведения подошвы четвертичной системы дают разное ее положение и во времени, и в пространстве. Достаточно вспомнить о метахронности оледенений, чтобы понять, что чисто литологический принцип проведения нижней границы по появлению в разрезах первых морен всегда дает скользящий во времени характер. Нелишне также отметить, что, как указывалось выше, с точки зрения принципов биостратиграфии, подошва четвертичной системы в морских непрерывно накапливавшихся отложениях - не более, чем зональная и вся четвертичная система - не более, чем последняя зона плиоцена.

Не исключено, что в будущем положение подошвы четвертичной системы снова изменится. Окончательное решение вопроса, видимо, за признанием одного из палеомагнитных рубежей, как глобальных абсолютно синхронных границ, в качестве нижней границы четвертичного периода.

Раздел 9

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И КАРТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

9.1. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Геоморфологические карты не являются обязательными при выполнении геолого-съёмочных работ. Поэтому общепринятых инструкций по составлению карт и условных знаков (легенд) к ним пока нет.

По номенклатуре и масштабности геоморфологические карты аналогичны геологическим картам.

По основному содержанию различают *общие, частные и прикладные* (специализированные) геоморфологические карты. Особняком стоят *морфометрические* карты.

9.1.1. Общие геоморфологические карты

Общие геоморфологические карты являются (по аналогии с общими геологическими) главными, обобщающими и характеризуют рельеф по совокупности основных данных - морфологии, морфометрии, генезиса и возраста. В зависимости от масштаба и способов изображения различных характеристик рельефа наметилось три вида общих геоморфологических карт: «морфогенетические», «генетические» и «возрастные».

На **"морфогенетических"** (синтетических, по А.И. Спиридонову) картах по комплексному обобщающему описанию, отражающему все четыре указанные выше основные характеристики рельефа, показываются достаточно сложные его элементы (включающие в себя большое число более мелких форм и поверхностей различной морфологии, генезиса и возраста). Чаще всего это подтипы, типы рельефа и более крупные таксоны, показываемые различным цветом или штриховкой (рис. 55,а).

На **"генетических"** картах (аналитических, по А.И. Спиридонову) показываются элементарные поверхности (границы) рельефа различного генезиса, возраста, уклона и т.д., а также простые формы, причем, каждая из характеристик рельефа показывается отдельно своим способом: генезис, как главная характеристика, показывается цветом, а детали генезиса - оттенками цвета или гашурными знаками; морфология и морфометрия рельефа - горизонталями, оттенками цвета, дополнительной штриховкой или крапом; возраст показывается оттенками цвета, штриховкой, цветными дополнительными сетками, индексами. В случае показа литологии и генетического типа рыхлых отложений для их изображения применяются обычные знаки, используемые при составлении литологических карт. Широко используются (как и вообще на всех геоморфологических картах) немасштабные знаки для обозначения мелких элементов рельефа, не выражающихся в масштабе карты (рис. 55,б и 58).

Разница между «морфогенетическими» и «генетическими» картами видна при сравнении фрагментов а и б на рис. 55, составленных для одной и той же территории в одинаковом масштабе.

В литературе "морфогенетические" и "генетические" карты иногда противопоставляются друг другу. Одни авторы предлагают вообще отказаться от "морфогенетических" карт, считая, что они дают слишком общее схематизированное, лишённое конкретности и индивидуальности, изображение рельефа, другие отмечают, что "генетические" карты, во-первых, излишне дробят рельеф, а потому не дают о нем общего впечатления, а, во-вторых, трудно читаются вследствие наложения многих знаков друг на друга. По-видимому, спор в значительной степени беспредметен. Содержание и тип карты зависит от масштаба. Обзорные и мелкомасштабные карты не могут не быть обобщающими и должны строиться как синтетические "морфогенетические", тогда как крупномасштабные карты, преследующие цель максимальной детализации рельефа, по сути дела, являются аналитическими и должны строиться как "генетические". Прак-

тически речь идет о лучшей методике построения среднемасштабных карт (1:100 000 - 1:200 000, отчасти 1:50 000).

На наименее распространенных **"возрастных"** картах главным способом изображения - цветом (по аналогии с геологическими картами) - показывается возраст рельефа. Наиболее удобны эти карты для изображения аккумулятивных равнин и разновозрастных поверхностей выравнивания.

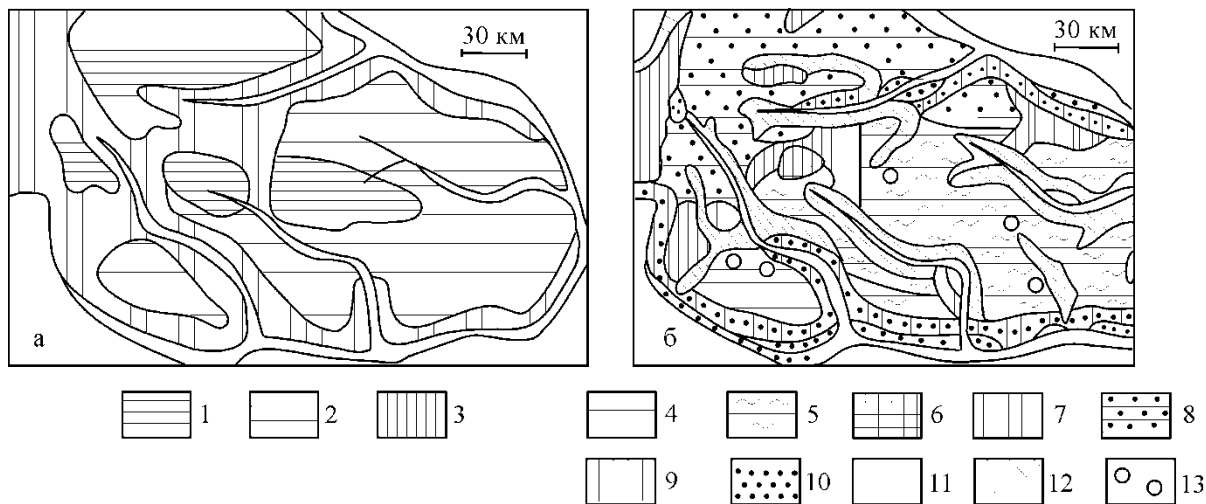


Рис. 55. Морфогенетическая (а) и генетическая (б) геоморфологические карты Подмосквья (по А.И. Спиридонову).

К рис. 55,а. 1-3 – типы рельефа. 1 – возвышенные холмистые моренные равнины, сильно расчлененные эрозионной сетью; 2 – низкие плоскохолмистые моренные равнины, слабо расчлененные; 3 – зандрово-аллювиальные равнины и среднечетвертичные террасы;

К рис. 55,б. 4-13 – поверхности и формы рельефа: 4 – моренные плоскохолмистые; 5 – моренно-водноледниковый равнинный рельеф Днепровского оледенения; 6 – моренно-камовый; 7 – зандровый плосковолнистый; 8 – моренно-водноледниковый равнинный рельеф Московского оледенения; 9 – долинные зандры Московского оледенения; 10 – долинные зандры Валдайского оледенения; 11 – поймы; 12 – склоны гравитации, плоскостного смыва и долинно-балочные врезы позднечетвертичные; 13 – карстовые воронки

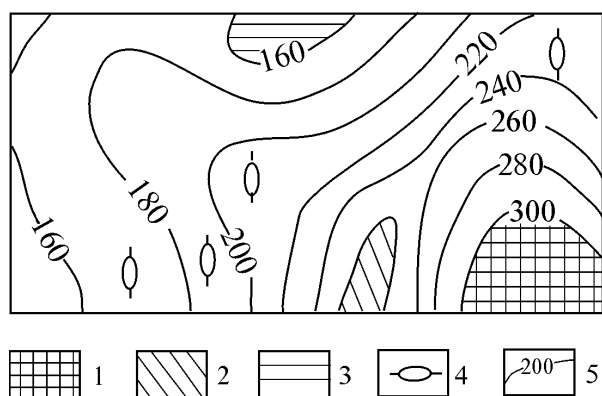


Рис. 56. Фрагмент карты морфоструктур (по С.К. Горелову).

Морфоструктуры: 1 – положительные, унаследованно развивающиеся с мезозоя; 2 – то же с миоцена; 3 – отрицательные, развивающиеся с плиоцена; 4 – локальные активно развивающиеся с плейстоцена; 5- изолии абсолютных отметок подошвы миоцена

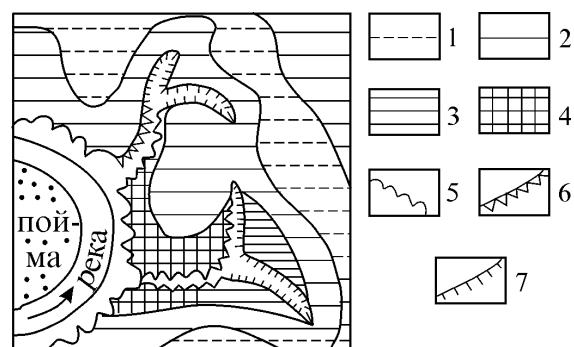


Рис. 57. Карта современных склоновых процессов (по А.И. Спиридонову).

Склоны плоскостного смыва: 1 – слабого; 2 – среднего; 3 – сильного; 4 – сильного с участием струйчатого размыва; 5 – оползневые; 6 – оползне-оплывные склоны; 7 – склоны делювиально-эрозионного сноса

9.1.2. Частные геоморфологические карты

На частных геоморфологических картах показываюся какие-либо отдельные элементы или характеристики рельефа. Огромное разнообразие тех и других ведет к большому числу разновидностей частных карт, наиболее распространенными среди которых являются *карты элементов рельефа определенного происхождения или карты процессов*.

К этим картам относятся: структурно-геоморфологические карты, карты вулканического рельефа, карты экзогенного рельефа - овражности, закарстованности, генетических типов склонов, оползневых процессов, современных рельефообразующих процессов и др.

На *структурно-геоморфологических картах активного неотектонического рельефа* в изолиниях показывается деформация какой-либо поверхности (чаще всего поверхность донегенового рельефа) за какой-либо отрезок времени (чаще за неотектонический этап); контурными знаками очерчиваются наиболее резко выраженные положительные и отрицательные морфоструктуры (рис. 56). Как дополнительная нагрузка, на этих картах показываюся геоморфологические элементы, отражающие характер и знак тектонических движений, например, террасовые комплексы, участки активной донной эрозии или, наоборот, преобладающей аккумуляции в долинах. Составление структурно-геоморфологических карт активной неотектоники является неотъемлемой частью общего морфоструктурного анализа (см. разд. X).

На *структурно-геоморфологических картах пассивной (денудационной) морфотектоники* различными условными знаками показываюся элементы рельефа, обусловленные селективной денудацией геологической структуры и литологии субстрата - субсеквентные долины, гребни куэст, бронированные поверхности, отпрепарированные интрузивные тела и др.

На *картах экзогенного рельефа* различным цветом или различной густотой штриховки показываюся площади с различной интенсивностью проявления того или иного процесса и частотой встречаемости созданных им форм и поверхностей рельефа, а немасштабными знаками (или цветом при выраженности в масштабе карты) - сами поверхности и формы с разделением (с целью прогноза) на отмирающие, зрелые, активно развивающиеся, зачаточные (рис. 57). Желательно, если это не вызовет перегрузки карты, отразить на ней географо-геологические условия, способствующие или препятствующие развитию данного процесса. Например, на картах закарстованности - площади распространения карстующихся пород, на картах овражности - литологию и мощность рыхлого покрова, участки перехода площадного стока в линейный, на картах оползней - выходы подземных вод, элементы геологического строения, направление и уклоны подземного стока.

9.1.3. Морфометрические карты

Эти карты представляют собой результат некоторой графической и математической обработки топографической карты в горизонталях с целью получения различных количественных характеристик рельефа. Существуют десятки видов морфометрических карт, из которых чаще всего используются (в соответствии с табл. 5) карты густоты (длина эрозионных форм на один км²), глубины (разница в метрах между абсолютными отметками водоразделов и тальвегов того же порядка в пределах 1 км²), интенсивности эрозионного расчленения (сумма густоты и глубины расчленения, выраженная в условных баллах), уклонов склонов в градусах и уклонов тальвегов в метрах падения на километр эрозионных форм. Карты строятся в изолиниях значений коэффициентов указанных морфометрических показателей (рис. 68).

К морфометрическим картам относится также комплекс карт, строящихся по методике, разработанной В.П. Философовым. Предварительно строятся исходные *карты порядков эрозионных форм (долин) и порядков водоразделов*. За эрозионную форму I-го порядка принимаются минимальные по размерам, более не делящиеся долины, лога, овраги, различимые на топооснове данного масштаба. Слияние двух форм I-го по-

рядка дает форму II-го порядка; две формы II-го порядка, слившись, дают начало форме III-го порядка и т.д. (заметим, что по подобным расчетам такие реки, как Волга, Обь, являются реками XX-XXII порядков). Аналогичным образом составляется схема порядков водоразделов.

Далее в изолиниях (изобазитах) абсолютных отметок тальвегов эрозионных форм одного или нескольких порядков строятся *карты базисных поверхностей*, представляющие собой структурное изображение поверхностей, касательных к тальвегам этих эрозионных форм. По своей сути, карты базисных поверхностей сходны с картами уклонов тальвегов. В изолиниях (изогипсобазитах) абсолютных отметок водоразделов одного или нескольких порядков строятся *карты вершинных поверхностей*, представляющие собой структурное изображение поверхности рельефа до развития современной эрозионной сети.

Вычитанием из топографической поверхности базисных поверхностей получают *карты остаточного рельефа*, показывающие распределение по площади объемов горных пород, которые в будущем подвергнутся денудации; вычитанием топографической поверхности из вершинных поверхностей получают *карты сноса*, показывающие распределение объемов пород, уже сденудированных к настоящему времени.

Морфометрические карты, помимо количественных характеристик рельефа, необходимых при экономическом районировании территории или при инженерно-геологических изысканиях (см. гл. 10.4), являются основой для морфоструктурного анализа неотектонических движений (гл. 10.1.3. и рис. 66,А и Б), а также используются при поисках нефтегазовых месторождений (см. гл. 10.3 и рис. 68) и месторождений подземных вод.

9.1.4. Прикладные (специализированные) геоморфологические карты

Прикладные карты строятся на основе общих и частных геоморфологических карт с определенной практической целью, чаще всего в связи с поисками полезных ископаемых или инженерно-геологическими исследованиями. В соответствии с конкретной задачей видоизменяется основное содержание карты и наносятся дополнительные специальные данные. Например, на обзорных мелкомасштабных геолого-геоморфологических картах, составляемых в связи с поисками россыпных месторождений, дополнительными условными знаками будет показано пространственное распределение известных коренных и россыпных месторождений и выделены районы (типы рельефа, морфоструктуры, выраженные в рельефе зоны и т.д.), по геологическому строению, геоморфологии и истории развития рельефа, перспективные на обнаружение россыпных районов и узлов, а на крупномасштабных геолого-геоморфологических картах, составляемых в связи с поисками конкретных россыпей, особенно детально показываются элементы эрозионно-аккумулятивного долинного и ложкового рельефа, генетические типы, фации, подфации, мощность рыхлых отложений, могущих создавать россыпи, а в качестве специальной дополнительной нагрузки выносятся сведения об известных россыпях и коренных источниках, данные опробования, поисковые выработки, контуры перспективных площадей (подробнее см. гл. 10.3.2).

9.2. КАРТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Карты четвертичных отложений входят в комплект карт, обязательно составляемых при производстве государственной геологической съемки масштаба 1:50000-1:200 000. Следовательно, их содержание и правила составления определяются инструкциями.*

Карты четвертичных отложений, в отличие от общих геологических карт, для которых принят возрастной принцип раскраски стратиграфических подразделений, со-

* Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ и составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50000 (1:25000); Л., 1987. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000. М. 1995.

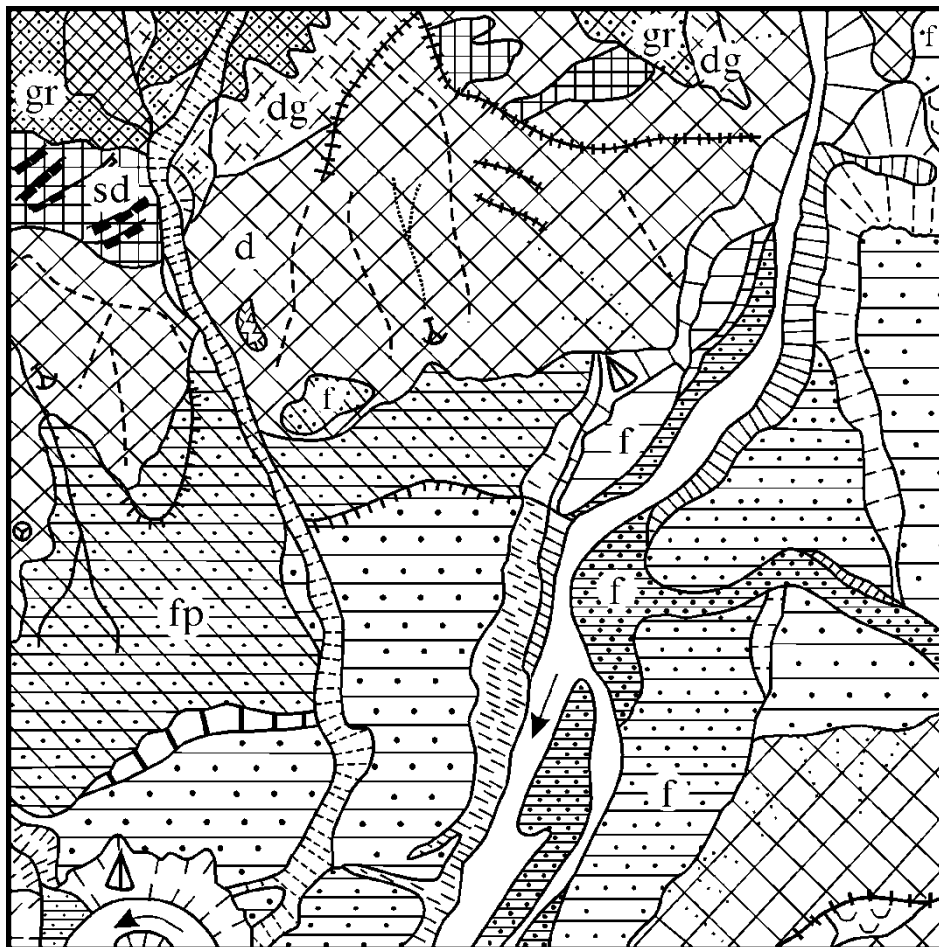
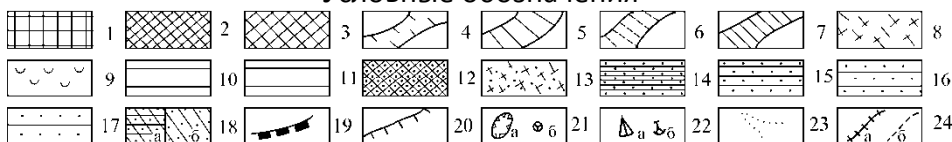


Рис. 58. Геоморфологическая карта масштаба 1: 50 000 (по Г.С. Ганешину с изменениями).

Условные обозначения



Выработанный рельеф. Структурно-денудационный рельеф. Склоны: 1 – литоморфные

Денудационный рельеф. Склоны: 2- открытые гравитационного сноса с отдельными осыпями, 3 – длительного плоскостного смыва (делювиального сноса) частично задернованные, 4 – денудационно-эрозионные в рыхлых четвертичных отложениях, 5 – то же в коренных породах, 6 – эрозионные в рыхлых четвертичных породах, 7 – то же в коренных породах, 8 – денудационно-экзарационные, 9 – оползневые.

Скульптурные террасы: 10 – 1^я надпойменная, 11 – 2^я надпойменная

Аккумулятивный рельеф. Склоны: 12 – осыпные (коллювиальные) шлейфы, 13 – конечно-моренные гряды. Террасы: 14 – пойма, 15 – 1^я надпойменная, 16 – 2^я надпойменная, 17 – 4^я надпойменная. **Полого наклоненные поверхности:** 18а – аллювиально-пролювиальный шлейф, 18б – пролювиальные (слившиеся конусы выноса)

Отдельные формы и элементы рельефа. Уступы: 19 – структурно-денудационные, 20 – эрозионные.

Формы рельефа: 21 – карстовые воронки, а – выражающиеся в масштабе карты, б – не выражающиеся, 22 – конусы выноса, не выражающиеся в масштабе карты, а – осыпные, обваловые, б – селевые, 23 – русла временных водотоков, 24 – типы водоразделов, а – гребневидные, б – уплощенные.

Генетическая индексация. sd – структурно-денудационный, d – денудационный, dg – денудационно-экзарационный, gr – гравитационный, f – флювиальный, fp – флювиально-пролювиальный

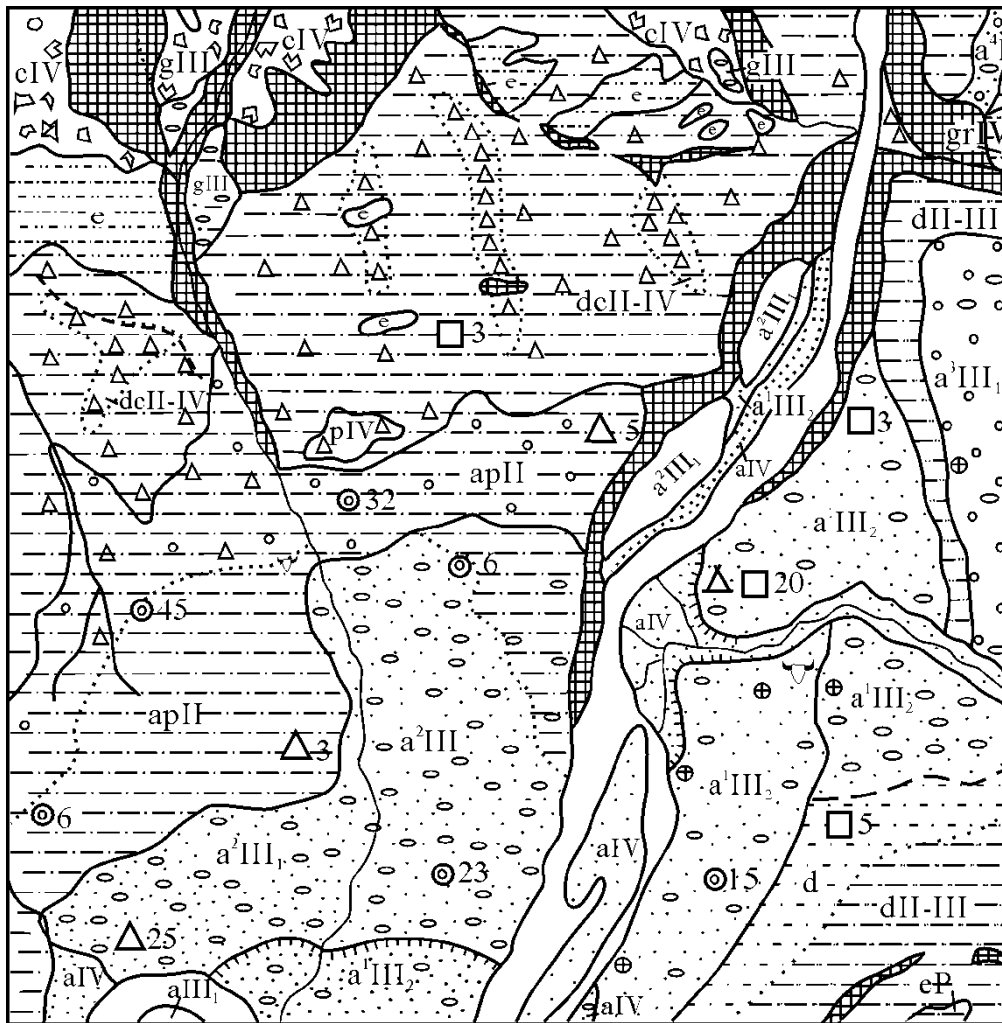


Рис. 59. Карта четвертичных отложений масштаба 1: 50 000 (по Г.С. Ганешину, с изменениями).
Условные обозначения

aIV	1	pIV	2	deIV	3	cIV	4	a ¹ III ₂	5	a ² III ₁	6	gIII	7	a ³ II	8
apII	9	deII-IV	10	dII-III	11	a ¹ I	12	d	13	e	14		15		16
	17		18		19		20		21		22		23		24
	25		26		27		28								

Голоцен: 1 – аллювиальные пески поймы, 2 – пролювиальные щебенистые отложения формирующихся конусов выноса, 3 – оползневые супесчаные отложения формирующиеся, 4 – коллювиальные глыбовые осыпи формирующиеся; **Верхний неоплейстоцен:** 5 – аллювиальные валунные пески первой террасы, 6 – аллювиальные песчано-валунные отложения второй террасы, 7 – ледниковые валунные суглинки позднечетвертичного оледенения; **Средний неоплейстоцен:** 8 – аллювиальные галечники третьей террасы, 9 – аллювиально-пролювиальные щебенисто-галечные суглинки предгорного шлейфа; **Средний неоплейстоцен-голоцен (нерасчлененные):** 10 – делювиально-коллювиальные щебенистые суглинки горных склонов; **Средний-верхний неоплейстоцен (нерасчлененные):** 11 – делювиальные супеси склонов (уступа); **Нижний неоплейстоцен:** 12 – аллювиальные валунно-галечно-песчаные отложения четвертой террасы; **Четвертичные отложения (нерасчлененные):** 13 – делювиальные суглинистые и супесчаные отложения склонов гор длительного накопления, 14 – элювиальные супесчано-суглинистые отложения на палеогеновой коре выветривания, 15 – дочетвертичные образования; **Литологический состав:** 16 – глыбы, 17 – валунник, 18 – щебень, 19 – галечник, 20 – пески, 21 – супеси, 22 – суглинки; **Прочие знаки:** 23 – места нахождения ископаемых костей позвоночных, 24 – места нахождения пыльцы и спор, 25 – палеолитические стоянки, 26 – скважины, 27 – опорные обнажения, 28 – горные выработки; Цифры справа знаков 26, 27, 27 и 28 – мощность четвертичных отложений

ставляются на *генетической основе*, т.е. главными объектами, показываемыми на карте, являются площади распространения генетических типов четвертичных отложений, раскрашиваемых в соответствии с утвержденной цветовой шкалой: элювий - бледно-фиолетовый, делювий - оранжевый, аллювий - зеленый и т.д. Возрастные подразделения внутри генетических типов показываются разной густотой цвета по принятому в геологии принципу: чем древнее, тем гуще и темнее цвет. При необходимости изобразить двух- или даже трехслойное строение четвертичных отложений, например, при наличии молодой покровной толщи, перекрывающей основные генетические и возрастные подразделения четвертичных отложений, прибегают к наложению на основные генетические цвета дополнительной разреженной цветной сетки или штриховки. Все дочетвертичные образования показываются темно-фиолетовым цветом. Образец карты четвертичных отложений (в черно-белом варианте с показом только литологического состава и генетико-возрастной индексацией) - см. рис. 59.

Литология генетических типов и возрастных подразделений четвертичных отложений показывается на картах традиционными в геологическом картографировании черным точечным и штриховым крапом. Особенностью показа литологического состава на картах четвертичных отложений является строго горизонтальное расположение линейных элементов знаков. Этим подчеркивается одна из особенностей четвертичных отложений (см. гл. 1.2.2) - отсутствие в них тектонических дислокаций.

Кроме указанного основного содержания в качестве дополнительной нагрузки на картах четвертичных отложений немасштабными знаками показываются элементы геоморфологического строения, места находок ископаемой фауны, флоры, пыльцы и спор, опорные обнажения, скважины и горные выработки с указанием мощности вскрытых четвертичных отложений.

На рис. 58 и 59 показаны геоморфологическая карта и карта четвертичных отложений*, составленные в одном масштабе для одной и той же территории, дающие представление об особенностях содержания карт и технологии его изображения на обеих картах.

Зарамочное оформление карт четвертичных отложений также имеет некоторые особенности. Карты средних и мелких масштабов для больших территорий сопровождаются геоморфологической картой-схемой еще более мелкого масштаба со своими условными обозначениями. Стратиграфические колонки строятся и прикладываются к картам только при необходимости, например, для карт районов, сложенных несколькими выдержанными по простиранию и в латеральном направлении толщами разновозрастных морских отложений. На картах районов, сложенных многими генетическими типами четвертичных отложений, относящихся к нескольким стратиграфическим подразделениям, кроме общепринятых на геологических картах условных обозначений, приводятся *схемы корреляции* этих отложений (рис. 60). Сложность устройства четвертичной системы – многочисленность конкретных разновозрастных геологических тел, относящихся к различным генетическим типам и находящихся в различных взаимоотношениях между собой (см. гл. 1.2.2) и по-разному залегающих на крупных элементах рельефа, обусловила составление, помимо обычных геологических разрезов (строящихся со значительным превышением вертикального масштаба над горизонтальным) *схем соотношения четвертичных образований* (рис.61), представляющих собой обобщенный геологический разрез, захватывающий все генетические типы и разновозрастные стратиграфические подразделения с подчеркиванием взаимоотношений между ними - нормальное залегание, врезание, вложение, прислонение.

Об индексации четвертичных отложений. Индексация четвертичных отложений приведена в табл.16.

* К сожалению, в черно-белом штриховом варианте, что значительно снижает выразительность карт и разницу между ними.

Таблица 16

Система	Надраздел	Раздел	Звено	Ступень
Четвертичная Q	Голоцен Н			
	Плейстоцен P	Неоплейстоцен NP	Верхнее III Средне II Нижнее I	III ₁ , III ₂ , III ₃ , III ₄ ,
		Эоплейстоцен E	Верхнее E II Нижнее E I	

Обратите внимание на разницу символов P (пермь) и P - плейстоцен

Возрастные подразделения (звено)	Генетические типы отложений									
	а - аллювиальные	ар - аллювиально-пролювиальные	р - пролювиальные	g - ледниковые	de - оползневые (деляпсивные)	с - коллювиальные	dc - делювиально-коллювиальные	d - делювиальные	е - элювиальные	
IV	aIV		pIV		deIV	cIV	dc II-IV		d	e
III	a ¹ III ₂							dII-III		
	a ² III ₁									
II	a ³ II	apII								
I	a ¹ I									

Рис. 60. Схема корреляции возрастных и генетических подразделений четвертичных образований (приложение к рис. 59).

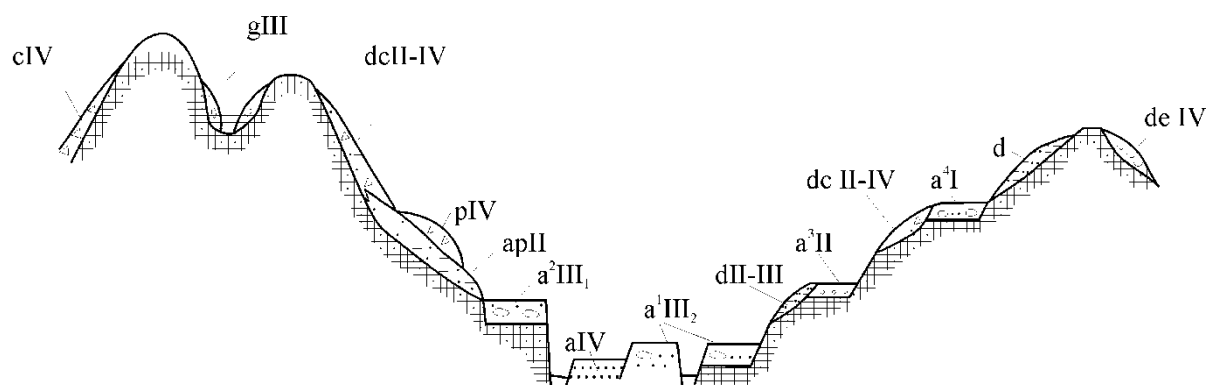


Рис. 61. Схема соотношений четвертичных образований (приложение к рис. 59; условные образования см. там же)

Полный индекс четвертичного образования на картах четвертичных отложений включает в себя обозначение генетического типа в виде латинской буквы, проставляемой перед возрастной частью индекса: а - аллювий, е - элювий, р – пролювий и т.д. Для звеньев неоплейстоцена допускается также и опускание символа N.

Таким образом, gIII обозначает ледниковые отложения верхнего звена неоплейстоцена. При необходимости справа ниже буквы, обозначающей генетический тип, может проставляться начальная буква латинизированного названия фации: а_р – пойменная фация аллювия. Террасы обозначаются арабской цифрой, проставляемой справа сверху от буквы, обозначающей генетический тип: а³ - третья надпойменная аллювиальная терраса. Остальные правила индексации подразделений четвертичной системы – те же, что и для более древних отложений. Например, IIIpt₁ - нижняя часть петровского горизонта верхнего неоплейстоцена, III²₄ - верхняя часть четвертой ступени верхнего звена неоплейстоцена. Обратите также внимание (частая ошибка начинающих!) на отсутствие горизонтальных черточек в римских цифрах обозначения звеньев: не II, а просто II.

На общих геологических картах для индексации четвертичных отложений используется символ Q, а указанные в табл. 16 индексы служат для детализации отложений по возрасту. Например, верхнее звено эоплейстоцена на общей геологической карте будет обозначено индексом Q_{ЕII}, а первая (нижняя) ступень среднего звена неоплейстоцена – Q_{II}.

Раздел 10

ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Вкратце, с общих позиций эта тема была затронута во вводной части (см. гл. 1.4). В данном разделе более подробно и конкретно рассматриваются: роль геоморфологии и четвертичной геологии при выявлении и изучении неотектонических движений, (что является основным содержанием морфоструктурного анализа), полезные ископаемые четвертичной системы, применение геоморфологических методов и методов четвертичной геологии при поисках месторождений полезных ископаемых и при инженерно-геологических изысканиях.

10.1. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Само понятие «Неотектоника» было введено в 30-40-е годы нашего столетия В.А.Обручевым именно на основании изучения эпиплатформенных возрожденных гор Прибайкалья и Алтая. В.А.Обручев первый пришел к выводу, что эти горы возникли на месте обширных равнин типа пенепленов («почти равнин», по В.А. Обручеву) мезозой-неогенового возраста. На эту мысль Обручева натолкнула одна особенность таких гор, заключающаяся в бросающемся в глаза резком контрасте между равнинностью водораздельных пространств и резко врезанной типично горной эрозионной сетью. Сам процесс формирования этих гор состоял в тектоническом сводовом, в комбинации со складчато-глыбовым, воздымании исходных равнин на разную высоту. Относительная молодость гор - от олигоцена до настоящего времени - обусловила незначительный еще эффект денудационного срезания водораздельных пространств, вследствие чего крупные черты строения (макро- и мегарельеф) этих гор - прямое отражение знака, характера и амплитуд, создавших их неотектонических движений. Следовательно, изучение крупных черт горного рельефа, при условии, что удалось «снять» усложняющее и искажающее влияние на чистый тектонический рельеф эрозионного вреза гидросети и денудации на склонах и водоразделах, дает возможность *выявить и восстановить, реконструировать чистый тектонический рельеф* и создавшие его неотектонические движения. Позже эти основополагающие соображения были применены к равнинам и составили *суть морфоструктурного (или структурно-геоморфологического) анализа* рельефа вообще.

В рамках морфоструктурного анализа мы рассмотрим общий орографический анализ и геоморфологические методы при выявлении деталей неотектонических движений и созданных ими частных (локальных) морфоструктур.*

10.1.1. Общий орографический анализ

Общий орографический анализ имеет целью характеризовать НТД и их результаты, представленные морфоструктурными формами макро- и мегарельефа, на больших территориях (провинция, страна, область).

В сущности, выделение рассмотренных выше (гл. 3.2.1) основных типов тектонического рельефа в зависимости от соотношения знака и интенсивности неотектонических движений, с одной стороны, и интенсивности эрозии, денудации и аккумуляции, с другой, уже есть пример общего орографического анализа рельефа. Но это анализ качественный.

Для выяснения возможностей общего орографического анализа в количественной оценке неотектонических движений обратимся к рис.5, на котором видно, что амплитуда области поднятия A равна абс. высоте современного рельефа H , плюс толщина слоя денудации d , минус абс. высота исходного рельефа h , т.е. $A=H+d-h$. Из входя-

* Для рассмотрения выбраны методики, которые могут быть использованы при описании неотектонических движений и созданных ими морфоструктур на учебных геологических картах масштаба 1:500 000 – 1:200 000. Большое число других геоморфологических признаков и методик выявления НТД, в частности, на побережьях морей из-за недостатка места опускается.

ших в формулу четырех величин достоверно известна только абс. высота современного рельефа H . Толщина слоя денудации за неотектонический этап оценивается, по разным подсчетам, от нескольких метров и десятков метров до 100, максимум 200 м, а высота исходного рельефа, во всяком случае для территорий, бывших к началу неотектонического этапа равнинами, оценивается такими же цифрами. Следовательно, если допустить (а эмпирические данные и теоретические подсчеты свидетельствуют, что это близко к истине), что $d=h$, то амплитуда неотектонического поднятия становится равной абсолютной высоте современного рельефа. Справедливость этого, на первый взгляд, примитивного вывода значительно усиливается, если на водораздельных пространствах анализируемого рельефа сохранились следы исходной донеотектонической поверхности выравнивания в виде коры выветривания, чаще всего мел-палеогенового возраста, поскольку в этом случае толщина слоя денудации практически равна нулю. Даже если толщина слоя денудации составляет максимальные указанные 100 и более метров, при амплитудах поднятий километр и более ошибка в определении этих амплитуд не превысит 10%. И в любом случае, даже если мы не знаем ни высоты исходного рельефа, ни толщины слоя денудации, сравнивая средние абсолютные высоты двух соседних участков, блоков, особенно несущих на водоразделах одну и ту же поверхность выравнивания, мы точно устанавливаем разницу в амплитуде неотектонического поднятия этих территорий.

В областях неоген-четвертичного осадконакопления для установления амплитуд неотектонического прогибания используется широко применяемый в палеотектоническом анализе «метод мощностей», гласящий, что, в общем случае, особенно в условиях прогибания, компенсированного осадконакоплением, амплитуда этого прогибания равна мощности накопившейся толщи.

Продемонстрируем общий орографический анализ и метод мощностей в сочетании с традиционным историко-геологическим анализом на условном примере (рис. 62; за основу взято геологическое строение некоторых районов Северного Кавказа, Копетдага). С конца олигоцена и в течение всего миоцена в районе в условиях одной из фаз альпийской складчатости и общего поднятия сформировался складчатый комплекс. Амплитуда этого поднятия неизвестна, но она была достаточной для наступления континентальных условий и заметной денудации, срезавшей гребни складок олигоценовых отложений. В течение плиоцена район испытал тектоническое опускание с амплитудой не менее 1000 м (максимальная видимая мощность плиоценовых отложений). Скорость этого опускания: $1000 \text{ м} : 5 \text{ млн. лет}$ (абс. длительность плиоцена) = не менее 0,2 мм/год.

В четвертичный период район испытал тектоническое поднятие с амплитудой не менее 4000 м. Обратите внимание, как получена эта цифра: 3000 м средней абсолютной

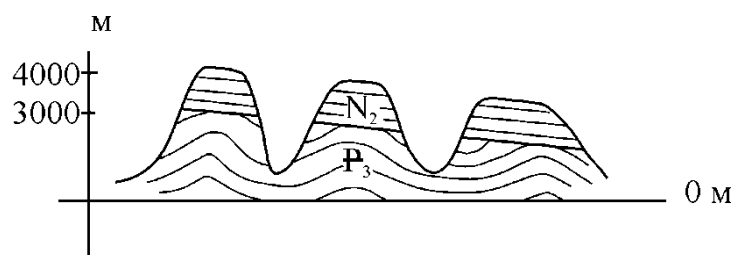


Рис. 62. Фрагмент условных эпигеосинклинальных гор альпийского возраста

отметки подошвы плиоценовых отложений в современном рельефе плюс 1000 м мощности плиоценовых отложений. Поднятие шло со скоростью $4000 \text{ м} : 1,5 \text{ млн. лет}$ (округленная длительность четвертичного периода) = 2,07 мм/год.

На этих простых принципах и расчетах была построена первая карта новейшей тектоники СССР (Н.И.Николаев, С.С.

Шульц, 1961 г.), представляющая, в сущности, обычную географическую гипсометрическую карту, раскрашенную по принципу: чем больше амплитуда неотектонического поднятия (или прогибания), тем гуще раскраска. Абсолютная высота исходного донеотектонического рельефа была принята за 200 м, за исходную отметку областей прогибания - уровень Мирового океана.

О деталях общего неотектонического воздымания областей денудации – основных этапах, характере и амплитудах НТД, во всяком случае для горных стран, позволяет судить описанная выше (см. гл. 3.3.3) крупная ярусность рельефа – "Предгорная лестница" В. Пенка. Роль возрастных и высотных реперов в этом случае играют разновозрастные синнеотектонические поверхности выравнивания и коры выветривания на разных ярусах.

10.1.2. Применение геоморфологических методик для оценки деталей НТД и выявления локальных морфоструктур

10.1.2.1. Анализ эрозионной сети

Линейные водотоки, как живой постоянно и активно действующий механизм, чрезвычайно чутко реагировали на малейшие изменения в параметрах неотектонических движений и продолжают реагировать на современные. Поэтому анализ эрозионной сети – второй главный метод морфоструктурного анализа.

Анализ планового рисунка эрозионной сети уже затрагивался при характеристике эрозионного расчленения гор и равнин (см. гл. 6.1.4.4, 6.2.4. и рис. 44). К этому можно добавить, что в общем случае плановый рисунок эрозионной сети достаточно большой территории соответствует данным общего орографического анализа о распределении по этой площади амплитуд НТД и, соответственно, абсолютных отметок рельефа.

На фоне этой картины контрастом выглядят антецедентные участки долин, сквозные долины, долины прорыва и перехваты верховий (гл. 5.3.4), могущие свидетельствовать о перестройке эрозионной сети в связи с изменениями за время ее формирования знака и интенсивности НТД на разных участках.

Четко обособленные на фоне общей картины НТД локальные положительные (поднятия) и отрицательные (опускания) морфоструктуры хорошо выявляются, соответственно, участками центробежной и центростремительной эрозионной сети (рис. 44, е, ж, з, и).

Анализ в плане отдельных эрозионных форм. Отношение отдельно взятых водотоков к пересекаемым ими положительным морфоструктурам может быть двояким. Если водоток не в состоянии "перепилить" это поднятие, он обогнет его - долина водотока на фоне преобладающего направления, обусловленного общим уклоном местности, сделает полукольцевой изгиб вокруг поднятия. Поперечный профиль долины на таком участке будет явно асимметричный - водоток как бы "соскальзывает" со склона поднятия и подмывает противоположный борт долины (рис. 11, К).*

В случае, если водоток формирует свою долину быстрее, чем поднимается пересекаемая им морфоструктура, направление долины в плане останется прежним, но в долине все равно произойдут следующие изменения: долина сузится, борта долины станут выше и круче, поперечный профиль из ящикообразного может перейти в V-образный и даже свойственный каньонам, исчезнут террасы, в предельном случае может исчезнуть и пойма, уклон русла возрастет, само русло спрямляется (уменьшается степень его меандрирования), аллювий, по сравнению с нормальным, становится более маломощным и приобретает черты инстративности. В целом, долина на таком участке как бы омолаживается.

На участках прогибания (и не обязательно абсолютного, но чаще относительного) наблюдается обратная картина: долина аномально расширяется, соответственно, расширяются ее пойма и низкие террасы, уклон русла становится меньше, зато увеличивается степень его меандрирования, аллювий приобретает большую, по сравнению с нормальной, мощность и может перейти в констративный. В целом, долина на таком участке приобретает черты зрелости или даже старости,

* Впрочем, очень редко наблюдаются и противоположные случаи, когда подмывается склон поднятия. Это происходит, когда с центром поднятия совпадает сильный гравитационный максимум, "притягивающий" водоток. Так ведет себя Волга, огибая Жигули.

Анализ террасовых лестниц. Террасовые лестницы и эрозионно-денудационные врезы (см. гл. 6.1.4.3) долин дают, пожалуй, наиболее богатый материал по истории НТД за период формирования долинной сети. Как уже отмечалось выше, они с фотографической точностью фиксируют циклический, колебательный характер (III-IV порядков) НТД достаточно больших территорий в пределах единых бассейнов крупных рек. В общем случае, периодам неотектонических поднятий соответствуют врезания эрозионной сети, периодам опусканий – накопление озерно-пролювиально-аллювиальных толщ, а периодам стабилизации – формирование поверхностей эрозионных и аккумулятивных террас и днищ эрозионно-денудационных врезов. Достоинством этой методики является, во-первых, возможность точного определения амплитуд и скоростей НТД, а, во-вторых, возрастное датирование этапов этих движений по возрасту террасового аллювия.

В целом, для территорий, испытавших за время формирования долинной сети прерывистое поднятие, характерен комплекс врезанных эрозионных и цокольных террас (рис. 21, Г, Д, Ж). Если амплитуда поднятия со временем нарастала, высота террас друг над другом будет также увеличиваться от древних более высоких террас к молодым более низким, при уменьшении амплитуд поднятий со временем будет наблюдаться обратная картина. Поэтому в горных районах высота террас друг над другом, как правило, больше, чем в предгорьях, и тем более, на примыкающих равнинах (рис. 63 А).

В районах, испытавших периодическое чередование поднятий и опусканий с затухающей во времени амплитудой в долинах будет наблюдаться комплекс аккумулятивных вложенных террас (рис. 21,И), высота и мощность аллювия которых будут уменьшаться от древних террас к молодым.

Наконец, в районах, испытавших за время формирования долинной сети прерывистые опускания, будет наблюдаться комплекс аккумулятивных погребенных и наложенных террас (рис. 18,Б). Поэтому на участках перемены знака НТД, например, при переходе от поднимающихся гор к опускающейся предгорной аккумулятивной равнине иногда можно наблюдать т.н. "ножницы террас" - высокие эрозионные или цокольные террасы гор в пределах равнины становятся аккумулятивными и погребенными под более молодым аллювием наложенных террас (рис. 63,Б).

Локальные морфоструктуры также находят свое отражение в террасовых спектрах долин. На положительных морфоструктурах, кроме увеличения высоты террас друг над другом, может наблюдаться и расщепление террасовых уровней или, другими словами, появление дополнительных локальных террас. Соответственно, в пределах локальных отрицательных морфоструктур может наблюдаться уменьшение высоты террас друг над другом и слияние террасовых уровней, т.е. исчезновение некоторых террас (рис. 63, В и Г).

Количественная оценка НТД по террасовым лестницам получается путем построения *графиков неотектонических движений*. В простейшем случае, когда известны только превышения площадок или бровок террас друг над другом, эти цифры и принимаются за амплитуды поднятий, которые шли между периодами относительной стабилизации, когда формировались террасы (h_1 , h_2 и т.д. на рис. 64 А, Б). Построенный таким способом график будет справедлив только для врезанных террас с аллювием нормальной мощности.

Гораздо более полная и точная картина НТД выявляется, если известны еще и высотное положение цоколей и мощности аллювия террас. Если аллювий террас имеет нормальную мощность (в нашем примере она равна 10 м), то амплитуды поднятий будут, как и в первом случае, равны разнице высот между площадками террас или их цоколями (h_2 на рис. 64 А). Если же мощность аллювия какой-либо террасы больше нормальной, то разница между фактической мощностью и нормальной составит амплитуду опускания района во время накопления аллювия этой террасы (H_3 и H_5 на рис. 64,А,В).

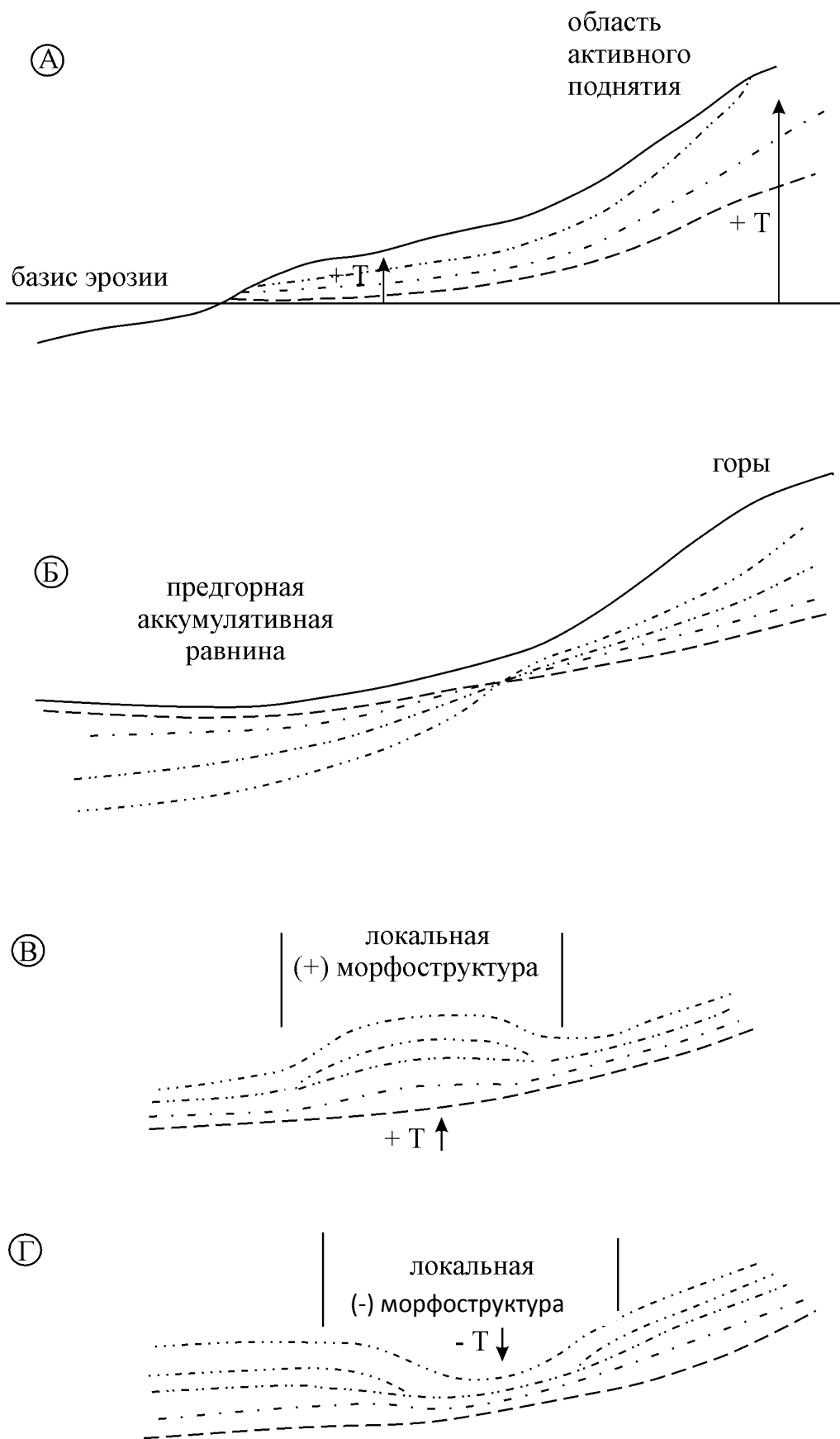


Рис. 63. Схематические продольные профили террасовых уровней:
 Штриховая линия - пойма; штрих-пунктирные линии – террасы,
 количество точек в линии отвечает номеру террасы (объяснения в тексте)

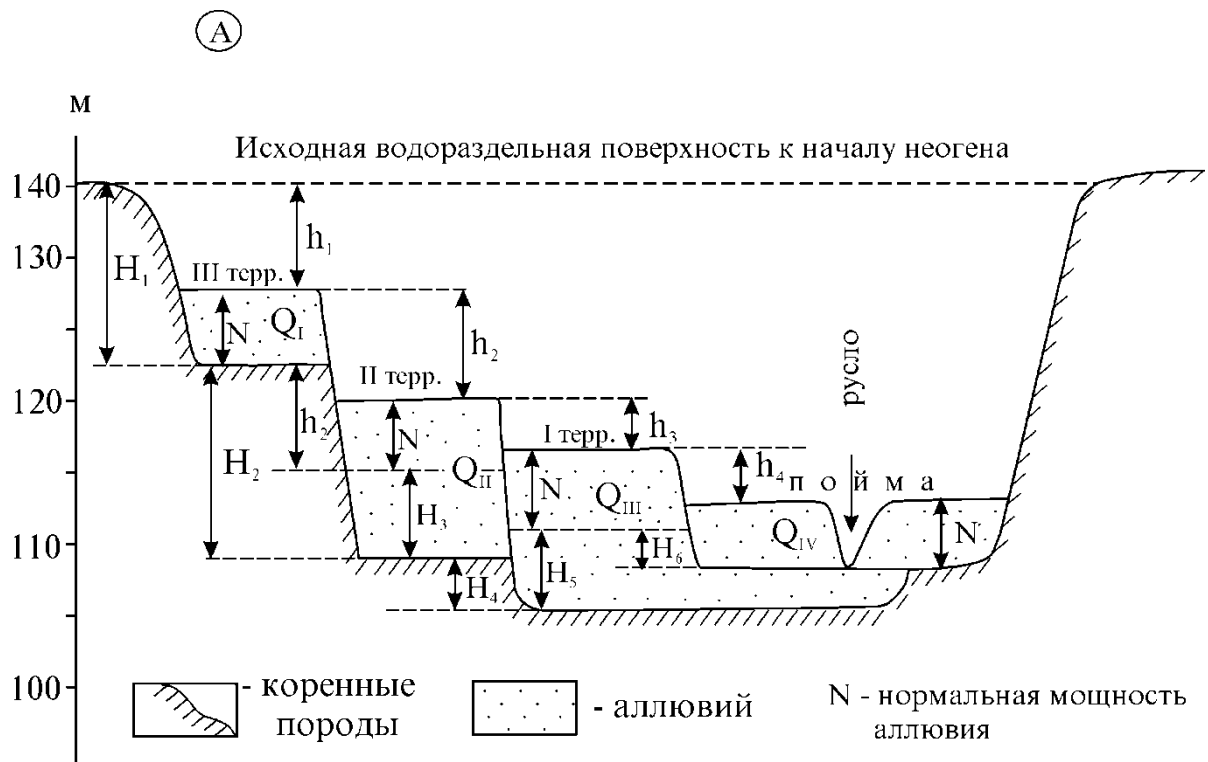


Рис. 64. А – разрез через долину

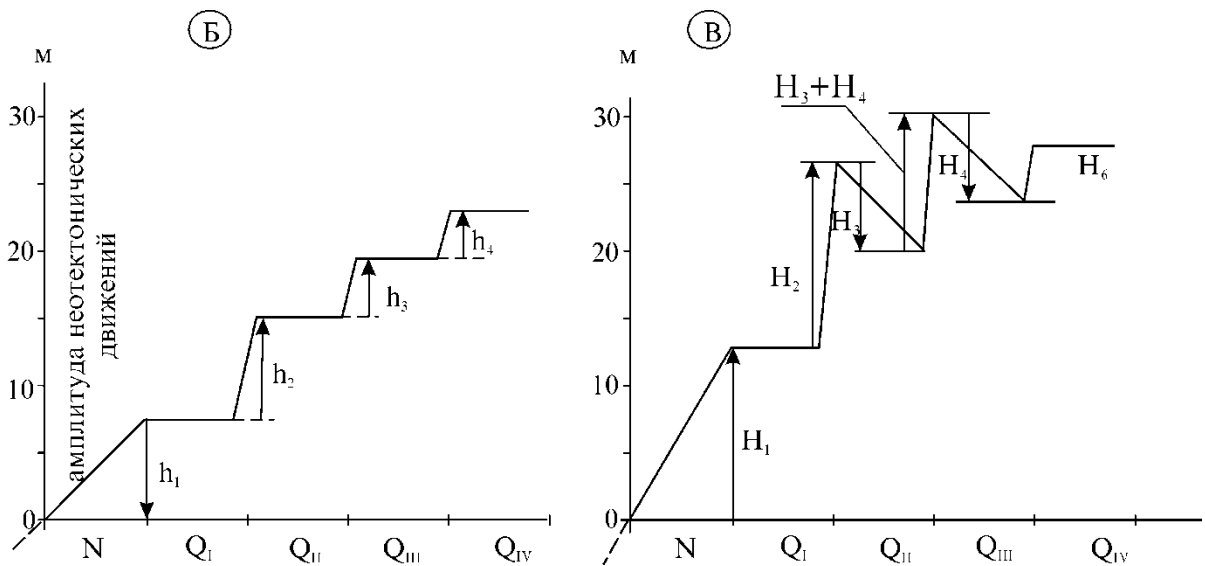


Рис. 64, Б – график неотектонических движений, составленный на основании анализа террасовой лестницы только с учетом высоты террас друг над другом; В – то же, но с учетом высотного положения цоколей террас и мощности их аллювия

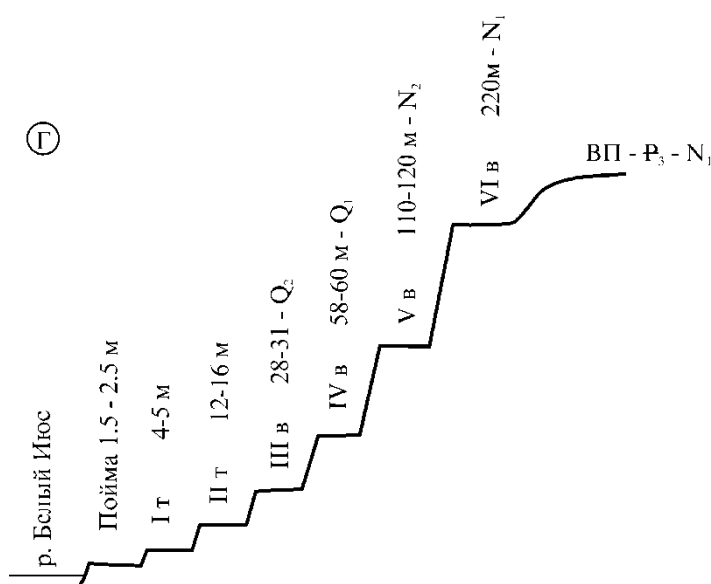


Рис. 64 Г – Схематическая (вне масштаба) «лестница» террас (т) и эрозионно-денудационных врезов (в) восточного склона Кузнецкого Алатау у пос. Ефремкино (составил автор)

* *Примечание:* шкала геологического времени на графиках дана вне масштаба

Амплитуда последующего поднятия, если более молодая терраса врезана в более древнюю, равна амплитуде предыдущего прогибания плюс разница в отметках цоколей террас ($H_3 + H_4$ на рис.64,А,В), а в случае, если более молодая терраса вложена в более древнюю, - разнице отметок между воображаемым цоколем нормального аллювия более древней террасы (или, что одно и то же, поверхности той части аллювия, что накопилась за счет прогибания) и цоколем более молодой террасы (H_6 на рис. 64, А,В).

Сравнение графиков (Б и В на рис.64) показывает, что во втором случае на графике В проявились периоды тектонического опускания

района, отсутствующие на первом графике Б, и более точно определены все амплитуды НТД.

В качестве конкретного примера проведем лестницу аккумулятивных террас и эрозионно-денудационных врезов восточного склона Кузнецкого Алатау у пос. Ефремкино в долине р. Белый Июс (рис. 64,Г). Анализ лестницы свидетельствует, что весь район в течение неоген-четвертичного времени испытал прерывистое поднятие с закономерно затухающей амплитудой.

10.1.2.2. Описание водораздельных пространств

Морфологическое описание водораздельных пространств дает не меньше материала для выявления и изучения НТД, но проявление этого материала не столь очевидно, поэтому ограничимся несколькими наиболее показательными примерами.

На некоторых хребтах Памира и Тянь-Шаня наблюдается аномальное положение древних снеговых линий периода максимального оледенения, противоречащее расчетному, определяемому климатическими условиями, более высокому положению на южном склоне и более низкому - на северном (рис. 65). Это объясняется современным, более активным тектоническим поднятием северных склонов хребтов, по сравнению с южными.

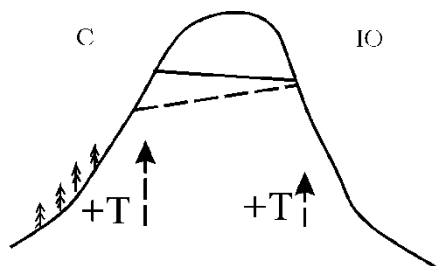


Рис. 65. Нормальное расчетное и наблюдаемое в настоящее время аномальное положение древней снеговой линии на некоторых хребтах Тянь-Шаня

На равнинных водораздельных пространствах Западно-Сибирской низменности очень чутким показателем современных тектонических движений является течение заболоченных грунтов, близкое к очень медленной солифлюкции. На аэрофотоснимках текущие грунты легко устанавливаются по характерному микрогрядовому рельефу. Направления течения точно определяют положение центров современных поднятий и опусканий. Эта же картина (если она не связана с местной "розой ветров") вырисовывается и при изучении береговых линий непроточных озер - на опускающихся берегах наблюдаются признаки трансгрессии в виде приглубых берегов и микроабразионных уступов, тогда как

при изучении береговых линий непроточных озер - на опускающихся берегах наблюдаются признаки трансгрессии в виде приглубых берегов и микроабразионных уступов, тогда как

на противоположных поднимающихся берегах в результате регрессии наблюдается формирование молодых аккумулятивных озерных и болотных равнин за счет освобождения от воды озерного дна.

10.1.2.3. Выявление сетки линеаментов

Изучение рельефа как планового рисунка эрозионной сети, так и водораздельных пространств на топооснове с использованием космо- и аэрофотоматериалов, позволяет решить еще одну задачу общего морфоструктурного анализа – **выявление сетки линеаментов**, под которыми мы будем понимать* явно линейные элементы рельефа и ландшафта, выраженные любым из перечисленных ниже способом:

- прямолинейные участки долин и разделяющие их наиболее глубокие седловины, лежащие на одной линии;
- выраженные в рельефе линейные уступы, разделяющие участки с различной средней абсолютной высотой поверхности;
- линейные сгущения изолиний на картах вершинной и базисной поверхностей (см. след. главу);
- линейные ландшафтные границы участков с разным внутренним рисунком рельефа, разной растительностью, разным фототонном;
- любые прочие линейные элементы рельефа, окраски, фототона и пр., любым образом проявляющиеся на фотоснимках.

Выявленные линеаменты, как правило, образуют ортогональную или диагональную сетки или сочетание той и другой. Природа этих линеаментов в принципе может быть двоякой. Во-первых, это могут быть любые элементы геологического строения - границы геологических тел, дизъюнктивы, зоны трещиноватости, полосы податливых пород, проявленные селективной денудацией. Во-вторых, и это главное, что нас интересует с точки зрения целей морфоструктурного анализа, это могут быть неотектонические рельефообразующие разломы, сетка которых определяет неотектоническую блоковую структуру рельефа района. Сами разломы в этом случае являются границами блоков (рис. 66). Вопрос о природе выявленной сетки линеаментов решается простым сопоставлением ее и других результатов общего орографического, морфоструктурного и рассмотренного ниже морфометрического анализа с геологической картой района. Отсутствие выявленных линеаментов и других результатов указанных анализов на геологической карте свидетельствует об их неотектонической природе. Задача усложняется, если НТД наследуют тектонические движения и структурные планы геологического прошлого. В этом случае нужен комплексный, подход.

10.1.3. Морфометрические методики в морфоструктурном анализе

В геоморфологии и неотектонике долгое время стоял вопрос о главной, опорной методике анализа рельефа, которая давала бы объективную, единообразную и равномерную оценку устройства последнего с формально-логическим выходом на неотектонический структурный план и количественные характеристики НТД. К настоящему времени можно утверждать, что такой главной универсальной методикой является **морфометрическая**. Практически, общий орографический и морфоструктурный анализы на больших площадях осуществляются путем морфометрической обработки обычных топографических карт в горизонталях и, прежде всего, построения карт *вершинных и базисных* поверхностей. Именно построение и анализ этих карт в комбинации с выявлением сетки линеаментов полнее и объективнее всего решает главную задачу общего морфоструктурного (структурно-геоморфологического) анализа – восстановление, реконструкцию первичного неотектонического рельефа в незатронутым последующей денудацией и аккумуляцией чистом виде.

Главный методический эффект, достигаемый при построении этих карт, заключается в возможности исключить усложняющее влияние на рельеф всех форм, создан-

* Автор этого термина Хоббс линеаменами называл геологические и орографические линейные структуры *планетарного* масштаба. Мы, таким образом, расширяем содержание данного термина.

ных эрозией и селективной денудацией - на картах вершинных поверхностей они как бы "засыпаются", и в результате исчезают все отрицательные формы рельефа экзогенного происхождения, на картах базисных поверхностей как бы «срезаются» все массы горных пород, возвышающиеся над базисной поверхностью, т.е. над тальвегами эрозионных форм. В обоих случаях рельеф генерализуется, упрощается, и на картах отчетливо проступают относительно более крупные "живые" активные неотектонические формы рельефа – морфоструктуры.

Карты вершинных и базисных поверхностей конформны и решают, в целом, одни и те же задачи, но обладают разной информативностью в различных типах ландшафтов. Карты вершинной поверхности, дополненные выявлением различными способами (дешифрированием аэрофотоснимков, анализом топоосновы) сетки линеаментов, наиболее информативны для денудационного рельефа и в особенности для возрожденных эпиплатформенных гор и возвышенных активизированных плато и равнин с незначительным слоем денудации. Они лучше выявляют блоковую неотектоническую морфоструктуру района и по четким линейным сгущениям изогипс хорошо выявляют и подтверждают сетку рельефообразующих линеаментов-разломов. На рис. 66,А представлена карта неотектоники одного из районов Минусинской котловины, составленная по результатам общего орографического анализа, выявления сетки линеаментов и анализа карты вершинной поверхности. Четко обозначилась блоковая неотектоническая морфоструктура района, определены направления и амплитуды перемещения блоков, выраженные в рельефе разломы разделены на унаследованные и собственно неотектонические.

Карты базисных поверхностей более пригодны для морфоструктурного анализа неотектоники областей, не испытавших значительных и, главное, контрастных НТД - денудационных низких гор, мелкосопочников и равнин со значительным слоем длительной денудации или низменных и умеренно возвышенных аккумулятивных равнин типа Западно-Сибирской низменности, недавно перешедших в разряд денудационных. На картах базисных поверхностей лучше видны пликативные неотектонические морфоструктуры при слабой выраженности сетки линеаментов. В районах активной блоковой неотектоники карты базисных поверхностей теряют мелкие блоки, а крупные на них выступают как слабо выраженные брахиформные складки. Зато анализ карт базисных поверхностей разных порядков позволяет судить о времени заложения морфоструктур и разделяющих их разломов (рис. 66, Б).

Но, в целом, сравнение карт, представленных на рис. 66, А и Б, показывает, что морфоструктурные неотектонические планы территорий, выявленные и путем построения вершинных поверхностей и путем построения базисных поверхностей, совпадают. Это позволяет сделать важный теоретический вывод: вершинные поверхности, очевидно, лучше отражают глыбовую, а базисные - волновую природу единого складчато-глыбового процесса неотектонической деформации исходных донеотектонических поверхностей выравнивания.

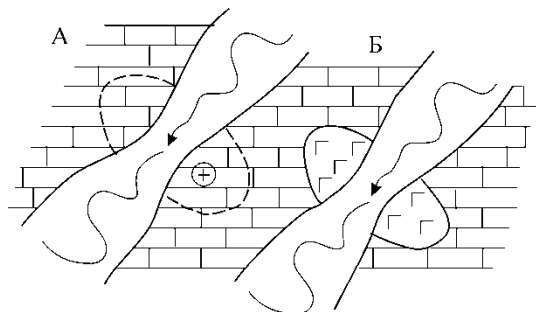


Рис. 67. Одинаковое изменение морфологии долины – сужение и спрямление русла по разным причинам: А – при пересечении положительной морфоструктуры, Б – тела диабазов

В заключение всего раздела еще раз подчеркнем, что все выводы из проведенного морфоструктурного анализа рельефа, например, аномалии в плановом рисунке эрозионной сетки, или отклонения от нормы в строении отдельных долин и их аллювия, или выявленные линеаменты только тогда можно считать проявлением неотектонических движений, если они не вызваны особенностями и деталями геологического строения территории и не представляют собой результат селективной денудации. На рис. 67 А наблюдается сужение долины и спрямление русла в центре рисунка в совершенно

однородном геологическом поле известняков. Можно предположить, что долина на этом месте пересекает растущую положительную неотектоническую морфоструктуру. На том же рис. 67,Б сужение долины и спрямление русла вызвано просто пересечением тела диабазов, очевидно более устойчивых против эрозии и денудации, чем вмещающие известняки.

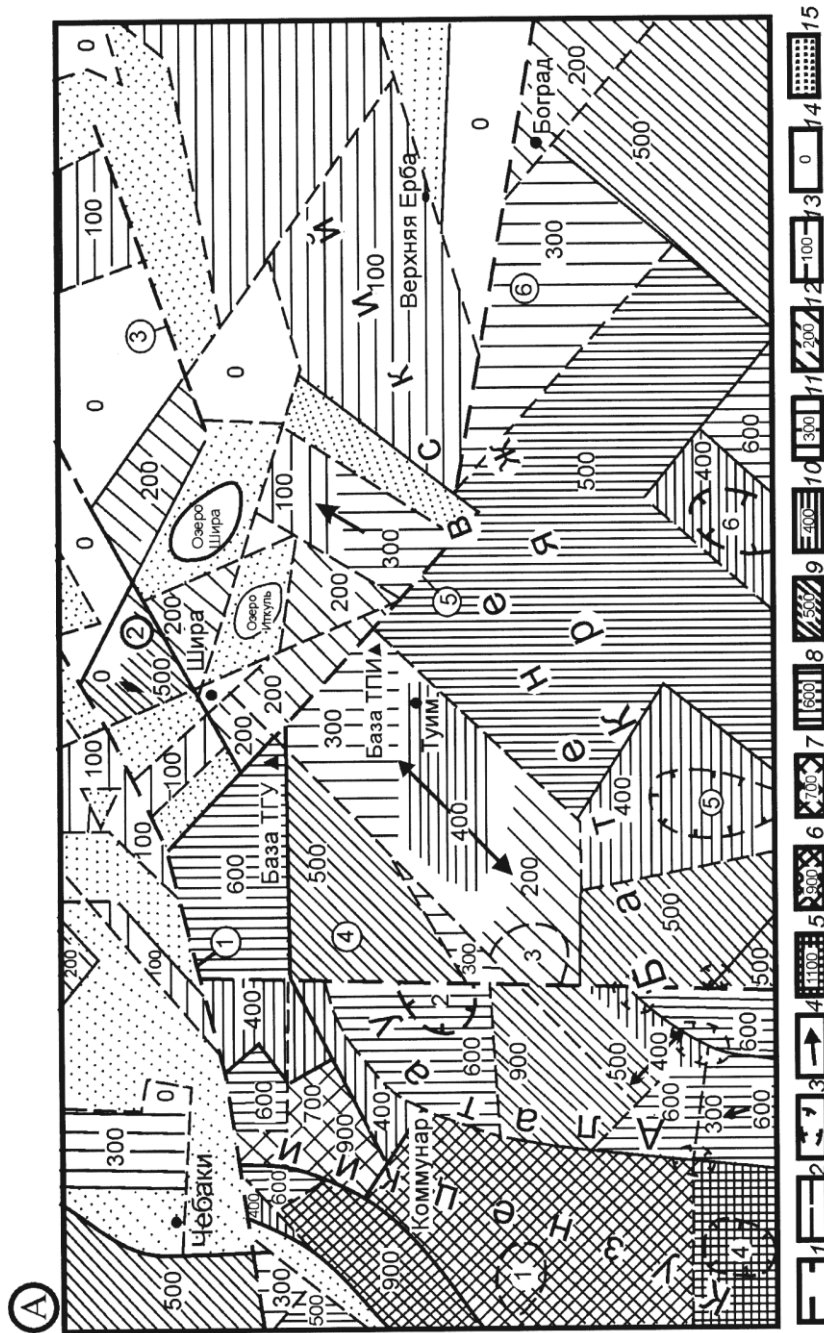


Рис. 66. Схема неотектоники части восточного склона Кузнецкого Алатау, северной части Батеневского кряжа и юго-западной окраины Чебаково-Балахтинской впадины (составил автор):

А- Схема составлена по данным анализа карты вершинной поверхности.
 1 - главные неотектонические разломы (нумерация в кружках); 2 - Ширинский, 3 - Карасукский, 4 - Белоюсский, 5 - Туимский, 6 - Ерба-Тесский, 2 - неотектонические разломы II-го порядка; разломы, совпадающие с элементами геологической структуры (унаследованные) показаны сплошными линиями; собственно неотектонические разломы - штриховыми линиями; 3 - локальные депрессии; 1 - Усинская, 2 - Сарыккуль-Изыккульская, 3 - Тулзжурьская, 4 - Пихтерская, 5 - Уленьская, 6 - Сорская; 4 - направления позрешения поверхности блоков, испытавших косое поднятие; 5-13 - блоки с различной интенсивностью неотектонического поднятия. Цифрами обозначена амплитуда поднятия в метрах; 14 - стабильные блоки, не испытавшие заметных поднятий или опусканий в неотектонический этап; 15 - блоки с тенденцией к относительному опусканию в неотектонический этап

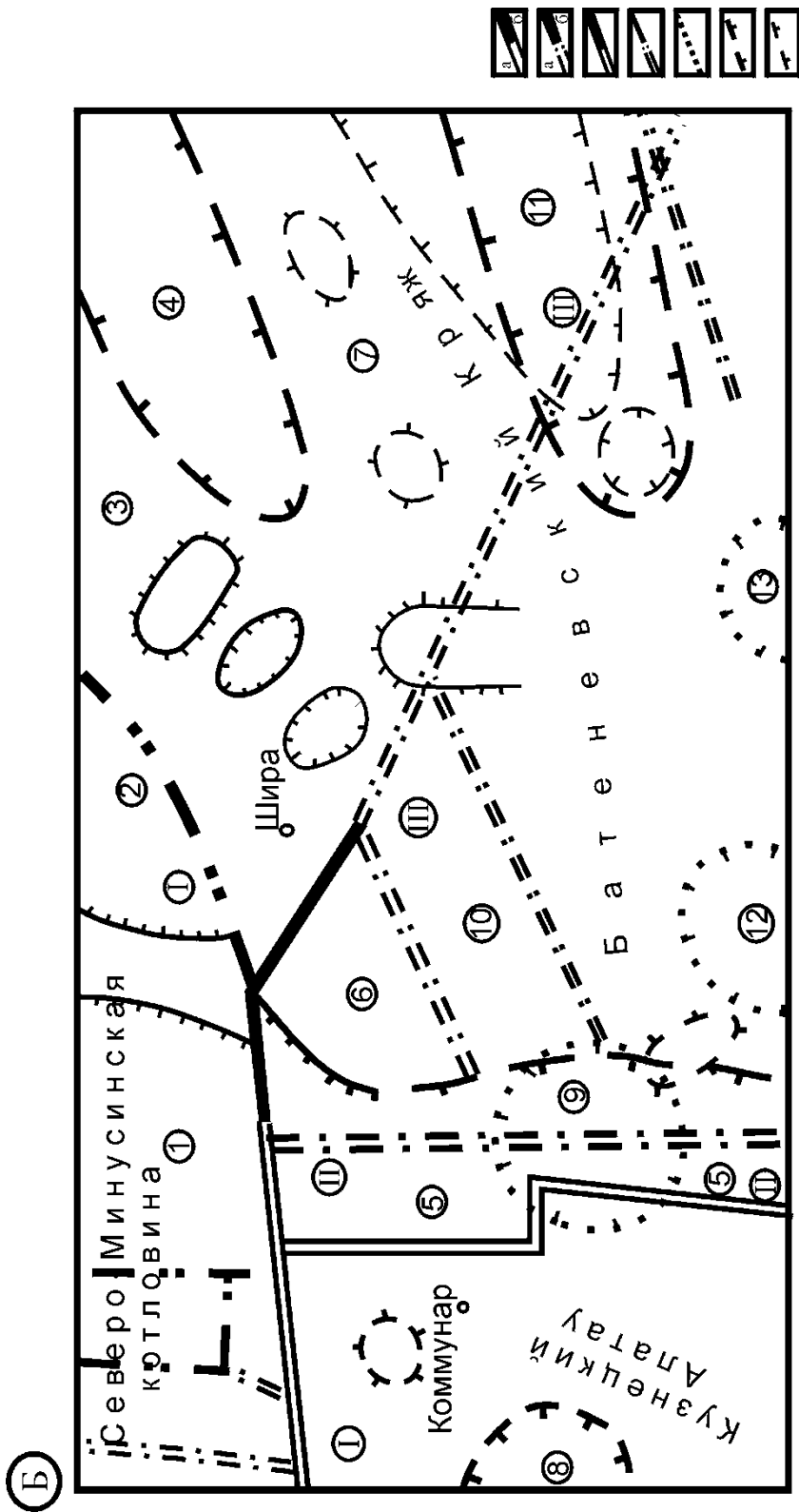


Рис. 66.Б. Схема составлена по данным анализа карт базисных поверхностей (III, IV и V) порядков.

1 - основные разломы нижнелиценового возраста: а) - собственно неотектонические, б) - унаследованные; 4 - те же верхнелиценовые; 5 - нижнелиценовые гликативные морфоструктуры; 6 - те же верхнелиценовые; а) - собственно неотектонические, б) - денудационные; 7 - те же четвертичного возраста.

Основные разломы: 1 - разлом Северного фаса гор; II - Белюссский III - Туимско-Крбинский.

Морфоструктуры III-го порядка: 1 - Черно-Фыркалская впадина, 2 - Белевская впадина, 3 - Ширинский вал, 4 - Бейбулукский прогиб, 5 - Белюссский прогиб, 6 - Кошкулукский куол, 7 - Гольджинский вал, 8 - Усинская впадина, 9 - Белюсская впадина, 10 - Миндоль-Туимский седловинный блок, 11 - Тесь-Ербский прогиб, 12 - Удельская впадина, 13 - Сора-Бурьянская впадина

10.2. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

Общая характеристика четвертичной системы, с точки зрения учения о полезных ископаемых, дана в разделе 1.

В основу классификации месторождений полезных ископаемых в геологии положен генетический принцип. Поэтому, учитывая, что генетическая классификация четвертичных отложений является главной в их систематике, приведенное ниже фактически (за недостатком места) простое перечисление видов месторождений полезных ископаемых в континентальной составляющей четвертичной системы сделано по генетическим рядам и типам.

Водный ряд. *Аллювиальные* отложения зрелых долин внеледниковой зоны, развивавшихся длительно в течение нескольких морфоциклов, зафиксированных террасами, включают в себя несколько типов месторождений:

- долинные и террасовые россыпи золота, платины, касситерита, алмазов;
- русловые кварцевые пески как стекольное сырье и для производства кирпича;
- русловые песчано-гравийно-галечные смеси как строительный и дорожный балласт и сырье для производства бетона.

Проллювиальные отложения конусов выноса и сухих дельт аридных и полуаридных областей являются источником балластных строительных щебенисто-галечных смесей (потокосвая и веерная фации верхней части конусов) и лессовидных суглинков как сырья для кирпичного производства (веерная и застойноводная части конусов выноса и сухих дельт).

Озерные отложения являются местами скопления небольших месторождений железомарганцевых руд в областях холодного гумидного климата, сапропеля как сырья для химической промышленности, медицины и в качестве удобрения - в теплом гумидном и полуаридном климате и самосадочных солей - в полуаридном и аридном климате. Озерные глины везде используются в кирпичном и гончарном производстве.

Водораздельный (гипергенный) ряд. Вся современная *кора выветривания* и ее главный компонент - *элювий* в тропиках и субтропиках представляют собой практически сплошное месторождение высокоглиноземного сырья: *каолина*, используемого при производстве качественного фаянса и фарфора, электроизоляционной керамики, в качестве наполнителя при производстве каучука и качественной бумаги; *латерита* - как основного алюминиевого сырья. В зоне окисления тропического и субтропического элювия встречаются месторождения природных минеральных красителей. В гумидном климате элювиальные глины и суглинки используются в кирпичном производстве и при изготовлении грубой керамики.

Вся зона современного физического выветривания на коренных породах используется как источник строительного щебня.

Склоновый ряд. *Коллювиальный* щебень используется как бутовый камень и дорожный балласт.

Ледниковый ряд. *Флювиогляциальные* озовые и зандровые отложения, а также отложения долинных камовых террас - один из основных источников песчано-гравийных смесей в европейской части России. *Озерно-ледниковые* камовые пески используются как кирпичное сырье, а ленточные глины - при производстве керамзита.

Аэральный ряд. *Золотые пески* (лишенные естественным путем алевритовой примеси) - хороший строительный материал, менее пригодны для производства кирпича и, к сожалению, непригодны для стекольного производства из-за примеси полевых шпатов и окислов железа.

Лессы и лессовидные суглинки - один из основных видов сырья с большими запасами в Средней Азии для производства кирпича, черепицы и других гончарных изделий.

Биогенный ряд. *Болотный торф* используется как сырье для химической промышленности, как топливо, удобрение, подкормка для скота.

Вулканогенный ряд. *Вулканические туфы* Армении - широко известный строительный и облицовочный материал, лавовые накопления дают отличный щебень, *глины сопочных* грязевых вулканов используются для производства керамзита и в бальнеологических целях.

10.3. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Все месторождения полезных ископаемых, с точки зрения применимости геоморфологических методов для их поисков, можно разбить на пять следующих групп (по И.В. Орлову, М.В.Пиотровской и др., с изменениями и добавлениями автора).

1. Месторождения, формирование которых является составной частью формирования современного рельефа и коррелятных ему отложений - все виды россыпей и строительные материалы (см. предыдущую главу) в четвертичных отложениях. Для поисков этих месторождений необходим общий геоморфологический анализ территории с детализацией в зависимости от конкретной задачи. Геоморфологические критерии поисков россыпных месторождений – см. ниже гл. 10.3.1.

2. Месторождения, главным образом, осадочные, связанные с формированием мезозойского, палеогенового и неогенового рельефа и коррелятных им отложений, так или иначе сохранившихся в реликтовом состоянии в современном рельефе – погребенные или оторванные от современной эрозионной сети дочетвертичные россыпи месторождения кор выветривания, торфа и бурого угля, озерных и карстовых бокситов, огнеупорных глин. Применение геоморфологии при поисках этих месторождений заключается, главным образом, в палеогеоморфологических реконструкциях древнего рельефа, определении областей сноса, транзита и накопления продуктивных толщ, поисках форм палеорельефа, контролировавших распределение продуктивных толщ - погребенных и брошенных эрозионных форм, участков с сохранившейся корой выветривания, участков погребенного карста, древних озерных осадков, перекрытых покровными элювиально-склоновыми отложениями.

3. Эндогенные рудные месторождения зон активизации MZ-KZ возраста, формирование которых на глубине подчинялось процессам, имевшим и поверхностное выражение при формировании рельефа (подробнее см. гл. 10.3.2).

4. Эндогенные и осадочные месторождения, преимущественно домезозойского возраста, формирование которых никак не связано с формированием современного рельефа, но отражено в нем через селективность денудации, могущей проявить рудоконтролирующие структуры или вмещающие геологические тела. Геоморфологические исследования в этом случае проводятся совместно со специализированным дешифрированием аэрофотоснимков и позволяют выявлять любые рудоконтролирующие геологические элементы, если они выражены в рельефе в результате селективности денудации. Эта задача может решаться в любом районе, в каждом из которых имеется свой набор таких геоморфологических элементов-индикаторов рудоконтролирующих тел и структур. В Забайкалье, например, кроме субсеквентных эрозионных форм, показателями тектонических нарушений и зон гидротермальной проработки служат глубокие седловины на водоразделах, линейные курумы и мари, цепочки термокарстовых западин; кварцевые жилы дают гривки в степном Забайкалье, а над окисленными сульфидными жилами образуются провалы.

В Центральном Казахстане в 50-60-е годы велись поиски полиметаллических месторождений, связанных с вторичными кварцитами. Последние в силу своей устойчивости против денудации образовывали в степном рельефе Казахского денудационного мелкосопочника чрезвычайно характерные группы холмов.

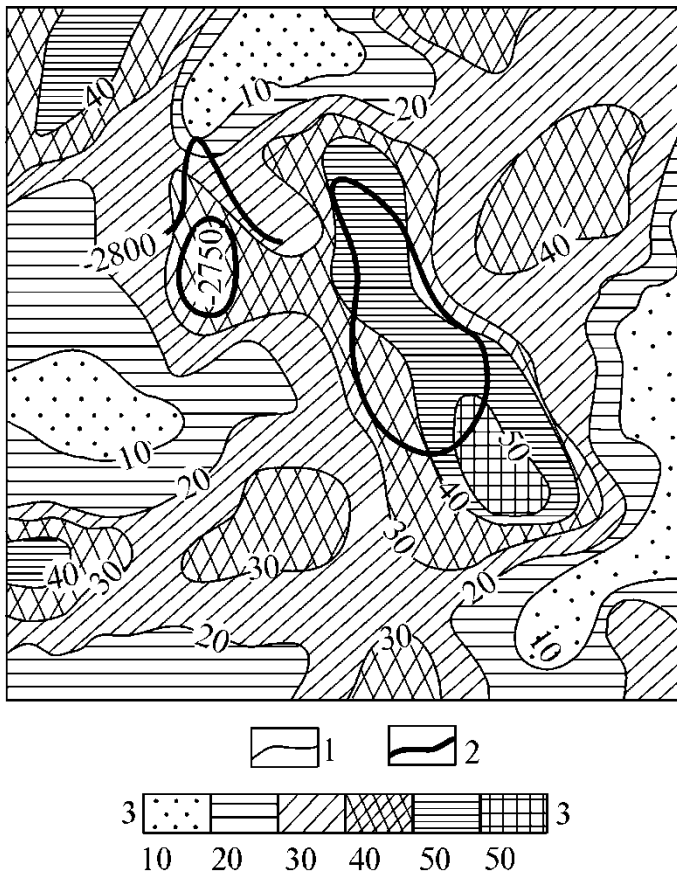


Рис. 68. Фрагмент карты интенсивности эрозионного расчленения одного из районов Западно-Сибирской низменности:

1 – изолинии интенсивности расчленения в условных баллах; 2 – изогипсы опорного отражающего (по сейсмическим данным) горизонта "В" в марьяновской свите; хорошо видно совпадение контуров локальных структур с участками максимальной расчлененности; 3 – шкала интенсивности расчленения в баллах (по В.Б. Палакандовой и В.Е. Смирнову)

5. Нефтегазовые месторождения и месторождения подземных вод, непосредственно с современным рельефом не связанные, но отраженные в нем в случае унаследованности современными рельефообразующими тектоническими движениями структурного плана продуктивных толщ. Задача сводится к отысканию геоморфологическими методами современных положительных морфоструктур разного порядка, которым на глубине, с учетом миграции сводов,

могут соответствовать нефтегазоносные структуры. Для месторождений подземных вод предметом поисков становятся, соответственно, отрицательные структуры, в том числе и артезианские. Особенно важны подобные исследования для районов типа Западно-Сибирской равнины, обладающей на огромных площадях, на первый взгляд, совершенно однообразным рельефом. Тем не менее, такие особенности рельефа как спрямление русел на поднимающихся участках и увеличение меандрирования на опускающихся, анализ продольного профиля рек, деформация террас, расщепление и увеличение их высоты на поднимающихся участках, слияние и уменьшение их высоты на опускающихся, миграция болот и течение грунтов на водоразделах и др. позволяют наметить контуры современных поднятий. Особенно хорошие результаты дают морфометрические методы, поскольку в случае однородности геологического строения и выдержанности физико-географических условий на значительных территориях, заметные изменения любых морфометрических характеристик, очевидно, являются следствием вариаций тектонического режима. В общем, на поднимающихся участках рельеф усложняется растет, в частности, растет интенсивность - суммарная глубина и густота эрозионного расчленения (рис.68). Это направление морфоструктурного анализа развивалось особенно бурно в 70-е годы.

Ниже более подробно рассмотрено применение геоморфологии при поисках месторождений 1-й и 3-й групп.

10.3.1. Геоморфологический анализ при поисках долинных россыпей

В зависимости от масштаба и стадии поисково-разведочных работ задача сводится к следующему.

Общий геоморфологический анализ проводится при мелкомасштабных региональных работах с целью оценки перспективности больших территорий. Примером может служить районирование Колымы (по О.В. Кашменской и З.М. Хворостовой), ос-

нованное на соотношении "сноса", т.е., количества рыхлого материала, поступающего в эрозионную сеть со склонов, и "выноса", т.е., транспортирующей, сортирующей и аккумулирующей деятельности водотоков. В соответствии с этим было выделено четыре типа районов.

1. Районы резкого преобладания выноса над сносом в условиях наиболее интенсивного неотектонического поднятия - высокогорные, с крутыми склонами и типичной молодой горной эрозионной сетью, по которой весь рыхлый материал выносится за пределы районов. Доорогенные поверхности выравнивания, коры выветривания на водоразделах, а также древние четвертичные отложения в долинах полностью уничтожены или перекрыты мощными гляциальными отложениями. Россыпи в таких районах практически отсутствуют.

2. Районы заметного преобладания выноса над сносом - высокогорные и частично среднегорные за пределами зоны активного влияния горного четвертичного оледенения, так же мало благоприятные для образования россыпей, кроме некоторых относительно опущенных участков, где возможно формирование небольших русловых и пойменных россыпей.

3. Районы с равновесием сноса и выноса, наиболее благоприятные для обнаружения всех видов россыпей, - среднегорные, с сохранившимися на водоразделах остатками доорогенных поверхностей выравнивания и кор выветривания и зрелой эрозионной сетью с нормальным двухчленным аллювием и хорошо сохранившейся террасовой лестницей.

4. Районы преобладания сноса над выносом в условиях относительного неотектонического опускания - низкогорный рельеф и межгорные впадины, характеризующиеся

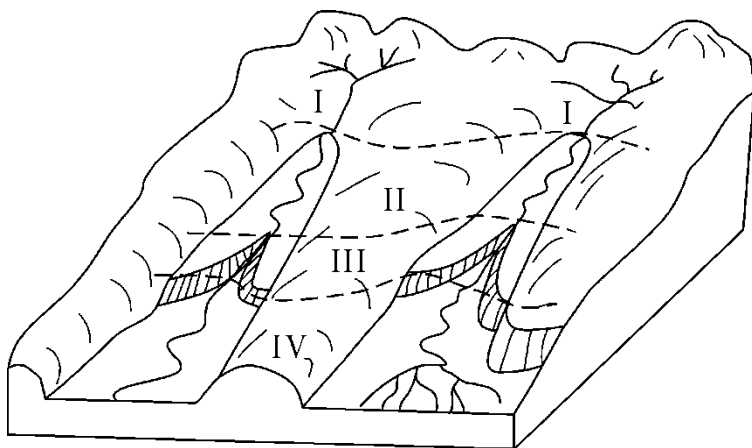


Рис. 69. Схема зональности распределения россыпей по эрозионной сети (по Ю.А. Билибину и Г.Б. Жилинскому):

I – зона современной пятящейся эрозии верховий с элювиальными, делювиальными и пролювиальными россыпями; аллювиальные россыпи отсутствуют; II – зона зрелых долин предыдущего морфоцикла с долинными россыпями; III – зона современного эрозионного вреза, разрушения и превращения в террасовые россыпи верхней части долины и формирования современной русловой россыпи; IV – зона формирования современной зрелой долины со всеми типами россыпей (русловыми, пойменными, террасовыми, а в нижней части долин – погребенными и дельтовососовыми)

пологими склонами с мощными делювиальными шлейфами, широкими долинами, в которых преобладает накопление мощных толщ аллювия, могущих содержать значительные по размерам, но бедные (разубоженные) погребенные россыпи.

Подобный анализ уже проделан для подавляющего большинства потенциально золотоносных регионов. В целом, эмпирически установлено, что при наличии коренных источников наиболее перспективными на россыпное золото являются долины III-IV порядков в районах со средне- и низкогорным рельефом на нисходящей стадии морфоцикла, с выработанной эрозионной сетью и предорогенной зрелой корой химического выветривания на водоразделах.

При выявлении россыпных поясов и узлов на стадии среднемасштабных (1:200 000 – 1:100000) поисково-съёмочных работ геоморфологический анализ заключается, главным образом, в анализе планового рисунка эрозионной сети и сопоставлении ее с известными рудными узлами, а также тектоническими зонами, зонами трещиноватости и минерализации путем построения роз диаграмм простирания элементов эрозионной сети и структурных

элементов. Наиболее богатые россыпи образуются в долинах, разрабатывающих узлы пересечения указанных структурных элементов.

При поисках конкретных россыпей на стадии детальных поисков (масштаба 1:50000 – 1:25 000) геоморфологический анализ ведется по трем направлениям.

Во-первых, на основе известной схемы Ю.А. Билибина, анализируется строение и цикл развития долин. В общем случае выделяются следующие зоны и стадии развития долин со своим набором россыпей: 1) верховья с современной пятящейся эрозией и делювиальными и ложковыми россыпями; 2) зона зрелых долин предыдущего морфоцикла с долинными россыпями; 3) зона современного эрозионного вреза, где идет разрушение россыпей верхней части долины, превращение их в террасовые и формирование современных русловых россыпей; 4) зона формирования современной зрелой долины, где уничтожаются террасовые россыпи и формируются молодые долинные и русловые, а ближе к устьевой части на участках относительных опусканий - погребенные или дельтово-косовые (рис. 69).

Во-вторых, намечаются конкретные участки, где возможно формирование наиболее богатых россыпей – места частичного падения транспортной способности реки в условиях продолжающейся сортировки материала в начале и в конце расширенных участков русла и долины; в устьях притоков или сразу выше и ниже их, в головках кос, прирусловых отмелей и осередков.

В-третьих, анализируются волнистые, неясно террасированные склоны долин, (особенно более пологие при асимметричном поперечном профиле, обусловленном

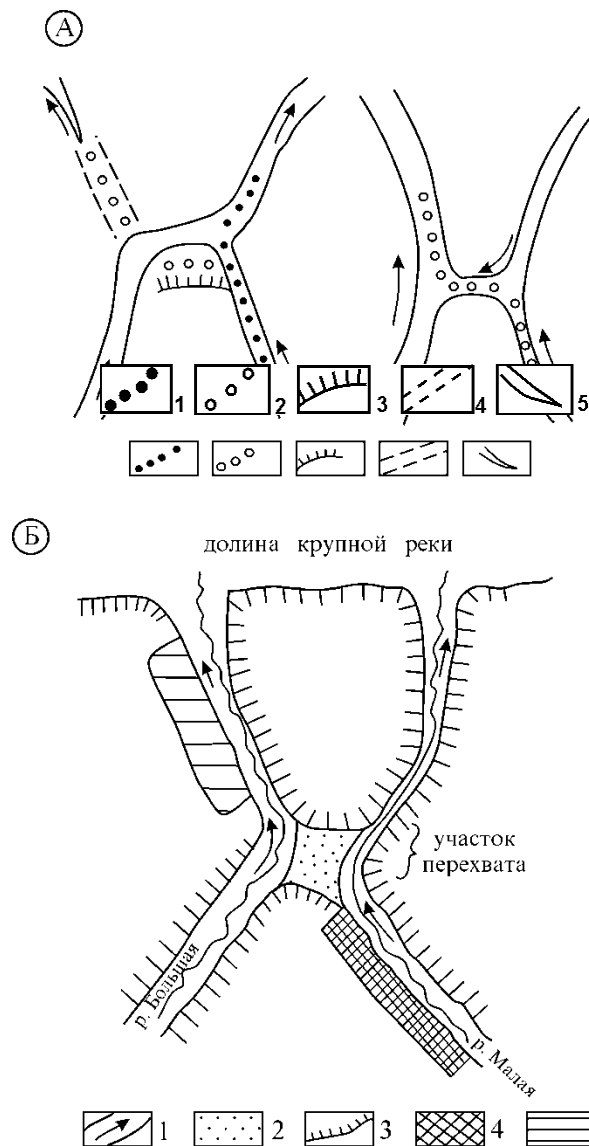


Рис. 70. Примеры перестроек эрозионной сети, геоморфологический анализ которых повышает перспективы россыпной золотоносности. (А - по Е.Я. Синюгиной; Б - из материалов автора)

Условные обозначения к рис. 70 А:

а – современная картина, б – реконструкция древней эрозионной сети; 1 – современный золотоносный аллювий; 2 – древний золотоносный аллювий; 3 – тыловой шов террасы, на которой возможно обнаружение россыпи; 4 – открытая седловина на низкой седловине с возможной россыпью; 5 – врезающиеся верховья молодой современной долины.

Условные обозначения к рис. 70 Б:

1 – днища долин на уровне поймы 1-й надпойменной террасы; 2 – низкая плоская седловина на уровне 2ой надпойменной террасы; 3 – крутые коренные борта долин, длина штрихов условно отражает крутизну и высоту склонов; 4 – карьеры и отвалы отработанной увальня россыпи II-IV террас; 5 – пологий увал, рекомендуемый под поиски СЗ продолжения увальня россыпи.

Комментарий к рис. 70 Б:

Образуемый долинами рек Большой и Малой в плане косой крест – отражение рельефообразующих разломов в блоковой неотектонической структуре района. Очевидно, что верхняя часть долины р. Малой совсем недавно была притоком или скорее, основной верхней частью долины р. Большой. Нижняя часть долины реки Малой - явно молодая, лишенная террас. Река Малая в результате пятящейся эрозии осуществила своим верховьем разбойничий перехват бывшей верхней части долины р. Большой. Это произошло в позднем плейстоцене сразу после формирования II-й надпойменной террасы. Наличие богатой, в настоящее время отработанной, увальня россыпи предположительно II-IV, возможно, V террас по левому борту верхней части современной долины р. Малой позволяет предполагать СЗ продолжение этой россыпи по аналогичному борту нижней части долины р. Большой.

длительным смещением реки в одну сторону), к которым могут быть приурочены увальные россыпи*, потерявшие морфологическую выраженность в результате склоновой денудации и погребения под склоновыми отложениями (рис.8, V).

В-четвертых, ведутся поиски элементов древней эрозионной сети – тальвегов, погребенных при внутридолинных перестройках и миграции русел, и элементов брошенной древней сети на водоразделах и пологих увальных склонах (рис. 70), могущих нести россыпи.

10.3.2. Геоморфологический анализ при поисках эндогенных месторождений зон МZ-KZ активизации

Методика этого анализа еще недостаточно разработана и сводится пока к решению двух следующих задач.

Во-первых, производится общий морфоструктурный анализ территории с целью установления ее блокового строения с выделением отдельных блоков (а также сводов, горстов, впадин, депрессий, кольцевых структур), каждый из которых обладает своей активностью, знаком и амплитудой неотектонических движений, историей развития в неотектонический этап, отраженными в присущих каждому блоку абсолютных отметках, глубине эрозионного расчленения, величине денудационного среза, особенностях мезо- и микрорельефа, характере и плановом рисунке эрозионной сети. Границами таких блоков служат линейные и кольцевые зоны повышенной мобильности и проницаемости земной коры, молодые и подновленные тектонические нарушения, зоны трещиноватости, часто еще не отражающиеся в геологическом строении, но уже выраженные в рельефе приспособившимися элементами эрозионной сети, линейными депрессиями и уступами на водоразделах. Выделение таких блоков производится на основе анализа планового рисунка эрозионной сети (рис. 71,А) деформаций первичного тектонического рельефа, реконструируемого по остаткам поверхностей выравнивания путем построения карт вершинной поверхности, общего геоморфологического анализа (гл. 10.1.1). Далее анализируется положение известных рудных поясов, узлов, отдельных месторождений в установленной современной блоковой структуре региона. Чем ближе эпоха эндогенного рудообразования к неотектоническому этапу, тем в большей степени чисто геологические закономерности размещения эндогенных месторождений являются одновременно и геоморфологическими и тем достовернее их прогноз по геоморфологическим данным в современной морфоструктуре региона. Поэтому применение описанного анализа ограничивается пока областями, в которых эпоха рудообразования не древнее мезозоя, да и то только в случае наследования кайнозойской активизацией мезозойского структурного плана - мезозоиды и альпиды Северо-Востока и Дальнего Востока России, Забайкалье. Для последнего Ю.Г. Симонов и А.А. Лукашев отмечают совпадение рудных зон с наиболее крупными морфоструктурными провинциями; закономерное распределение рудных узлов на пересечениях линейных полос низкогорья, крупных тектонических зон, выраженных в рельефе, например, долинами; расположение многих месторождений по периферии, особенно по периклиналям сводовых блоков или по их центру (рис. 71,Б).

Во-вторых, для прогноза тех или иных месторождений в современной блоковой структуре региона, исходя из вертикальной зональности и различной глубины образования эндогенных месторождений, оценивают глубину денудационного среза блоков за неотектонический этап путем вычитания современного рельефа из реконструированной палеоповерхности или распространения скорости современной денудации на весь неотектонический этап, а для мезозойского этапа - путем геологических реконструкций (по мощности сденудированных осадочных толщ или теоретической глубине формирования интрузий и гидротермальных жил) или путем экстраполяции средней скорости денудации за неотектонический этап на длительность мезозойского этапа.

* Увалами (террасо-увалами) в геологии долинных россыпей называют пологие неяснотеррасированные склоны долин, возможно несущие под покровом более молодых склоновых отложений аллювий одной или нескольких высоких террас.

В результате в блоках с разной амплитудой неотектонического или общего за всю MZ-KZ эпоху поднятия с различной величиной слоя денудации (чем выше поднят блок, тем больше слой) на поверхности обнажаются разные по глубине образования генетические типы месторождений из общей мезозойско-кайнозойской магматогенно-гидротермальной рудоносной колонны.

Для одного из районов Забайкалья установлена следующая высотная зависимость эндогенного оруденения: максимум месторождений вольфрама и олова приурочен к поясу 1600-1800 метров абс; молибдена и золота – 800–1200 м абс.; полиметаллов и флюорита – 600-1000 м абс (рис. 72). Следовательно, в пределах одной рудной провинции в одновысотных блоках, аналогичных по морфологии и морфометрии, можно ожидать одни и те же генетические типы месторождений.

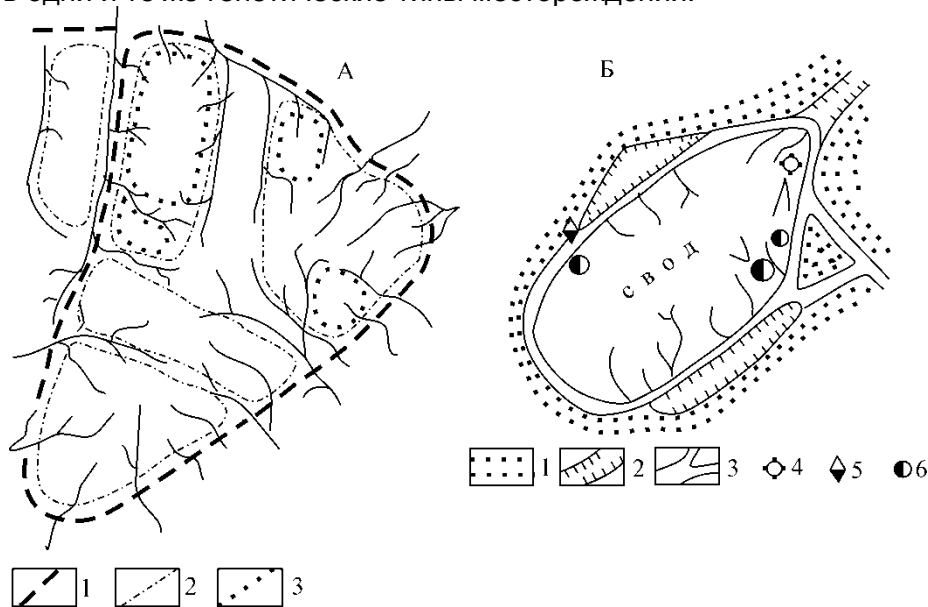


Рис. 71. А – пример выделения блоков разных порядков по рисунку эрозионной сети; 1,2,3 – границы блоков, соответственно I-го, II-го и III-го порядков (по Г.Ф. Уфимцеву). Б – расположение рудных полей в системе морфоструктур; 1 – опущенные блоки; 2 – тектонические депрессии, занятые крупными долинами; 3 – границы блоков (тектонические зоны); 4,5,6 - рудопроявления, соответственно, молибдена, сурьмы, золота (Забайкалье, по Ю.Г. Симонову)

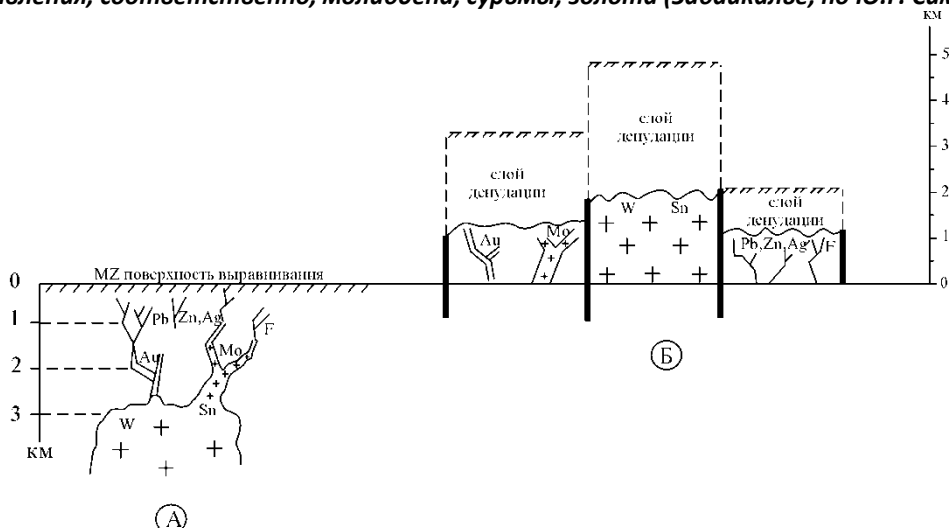


Рис. 72. Принципиальная схема возможностей геоморфологического анализ при поисках эндогенных месторождений MZ-KZ возраста при блоковом неотектоническом строении:

А – MZ-KZ магматогенно-гидротермальная рудоносная колонна (схема Эммонса).

Б – приуроченность различных генетических типов месторождений к поверхности блоков, поднятых на разную высоту и с разной величиной слоя денудации

10.4. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ

Геоморфологические исследования являются необходимой составной частью комплекса инженерно-геологических изысканий при проектировании гражданского и военного строительства и призваны решать три главные задачи.

Для правильного размещения строящихся объектов, определения минимального объема земляных работ, определения формы и размеров будущих сооружений производится общая морфологическая и морфометрическая оценка рельефа с использованием общих и частных геоморфологических карт, дополненных необходимой специальной нагрузкой, а также обычной топоосновы и морфометрических карт, главным образом, густоты, глубины эрозионного расчленения и крутизны склонов.

Для оценки устойчивости и долговечности будущих сооружений (прогнозный аспект геоморфологических исследований) необходим анализ происхождения рельефа, направленности и динамики современных, главным образом, экзогенных, рельефообразующих процессов и их будущего влияния на сооружения. В общем, для каждого современного рельефообразующего процесса необходимо выяснить скорость его протекания, силу, активность, степень охвата изучаемой площади, возможность проявления в новых местах. Оценка перечисленных показателей производится на основе изучения геологических, геоморфологических и физико-географических условий, могущих способствовать проявлению данного процесса, а также изучения стадии развития форм рельефа, созданных данным процессом - преобладание зрелых, сформированных и угасших форм свидетельствует о затухании процесса, большое количество мелких зачаточных форм и свежих формирующихся свидетельствует о прогрессивном его развитии. Ценные сведения о направленности и динамике процессов дают стационарные наблюдения, повторные стереофотосъемки, дешифрирование аэрофотоснимков разных лет. На основе всех полученных данных составляется частная карта изучаемого процесса (см. гл. 9.1.2 и рис. 57). Особую роль при прогнозе устойчивости сооружения на длительный срок играет оценка современного неотектонического режима территории, районированной по характеру, знаку и скорости современных тектонических движений. В практике, например, известны случаи деформации и разрушения нефтепроводов, проложенных через участки интенсивных современных поднятий и опусканий.

Наконец, геоморфологические исследования необходимы для оценки тех изменений, которые произойдут с окружающей средой и, в частности, рельефом в результате строительства (экологический аспект). Например, строительство Иркутской ГЭС вызвало небольшой подъем воды в южной части оз. Байкал, что, однако, привело к перемещению береговых аккумулятивных форм, ускорению разрушения защитных береговых сооружений. Увеличение нагрузки на склон в результате строительства крупных зданий в верхней части неустойчивых склонов и даже на водораздельной поверхности, но вблизи от таких склонов в нашем г. Томске стало одной из причин возобновления или ускорения оползневых процессов на этих склонах.

Решение прогнозных и экологических многофакторных задач не просто и обязательно требует математического моделирования и стационарных наблюдений за объектом и окружающей средой, особенно в первые годы после строительства. В особо сложных случаях крупных строительства прибегают к физическому моделированию объекта на макете. Например, перед строительством крупнейших гидростанций сооружались их действующие модели в масштабе 1:100, на которых в течение месяцев велись наблюдения.

Конкретный характер геоморфологических исследований и перечень решаемых вопросов зависит от типа и технических данных строительства.

При проектировании дорог, нефте- и газопроводов основная задача сводится к выбору трассы наиболее удобного профиля с наименьшим объемом земляных работ и минимальным количеством пересечений неустойчивых (закарстованных, с "вечной" мерзлотой и др.) участков и участков интенсивных склоновых процессов - обвалов,

оплывин, оползней, селей, которые могут усилиться после строительства в результате подрезки склонов и нарушения их равновесия.

При гидротехническом строительстве с помощью геоморфологии производится выбор створа плотины (наиболее удобными местами для этого являются естественные сужения зрелых долин со скальным основанием), определяются размеры будущего водохранилища, характер береговой линии, интенсивность процессов, которые пойдут на его берегах (как правило, быстрая абразия) и изменения, к которым они приведут; оценивается возможность фильтрации воды через фланги и основание плотины (на Кавказе до сих пор стоят несколько плотин без водохранилищ, т.к. построены они были на пропускающих воду моренных валах), определяются места поступления в водохранилище рыхлого материала, участки и скорость будущего заиливания чаши водохранилища.

При строительстве в береговой зоне оценивается устойчивость сооружений при штормовой абразии, а также изменения, которые внесет строительство в береговые процессы - изменение направления движения потоков береговых наносов и мест их аккумуляции может привести, с одной стороны, к занесению бухт, гаваней, фарватеров, а с другой,- к абразии на участках, ранее предохранявшихся от этого полосой наносов.

Список сокращений, использованных в тексте

БД	- Базис денудации
БЭ	- Базис эрозии
ВП	- Водораздельная поверхность
ВСЕГЕИ	- Всесоюзный геологический институт
ИНКВА	- Ассоциация (Международный союз) по изучению четвертичного периода
МГиОН	- Министерство геологии и охраны недр СССР
МГК	- Международная комиссия по стратиграфии
МПИ	- Месторождения полезных ископаемых
МСК	- Межведомственный стратиграфический комитет
НГТ	- Новая глобальная тектоника
НТД	- Неотектонические движения
НТЭ	- Неотектонический этап
ПП	- Период полураспада
ППДР	- Продольный профидь динамического равновесия
РП	- Рельефообразующие процессы
РФ	- Факторы рельефообразования
СОХ	- Срединно-океанический хребет

Рекомендуемая литература

1. *Архипов С.А.* Четвертичный период в Западной Сибири. -Новосибирск; Наука, 1971.–331 с.
2. *Башенина Н.В.* Формирование современного рельефа земной поверхности. – М.: Высшая школа, 1967. – 387 с.
3. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. – М.: Недра, 1975. – 262 с.
4. *Воскресенский С.С.* Геоморфология СССР. – М.: Высшая школа, 1968. – 367 с.
5. *Давид Ламберт.* Доисторический человек. Кембриджский путеводитель (пер. с англ). – Л.: Недра, 1991. – 254 с.
6. *Ганешин Г.С.* Геоморфологическое картирование и картирование четвертичных отложений при геологосъемочных работах. – М.: недра, 1979. – 110 с.
7. *Кизевальтер Д.С., Раскатов Г.И., Рыжова А.А.* Геоморфология и четвертичная геология. – М.: Недра, 1981. – 214 с.
8. *Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А.* Основы четвертичной геологии. – М.: Недра, 1985. – 220с.
9. *Костенко Н.П.* Геоморфология. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 383 с.
10. *Лазуков Г.И.* Плейстоцен территории СССР. – М.: Высшая школа, 1989. – 319 с.
11. *Лазуков Г.И., Чочиа Н.Г., Спасский Н.Я.* Основы геоморфологии и геологии антропогена. – Л.: Изд. ЛГИ, 1976. – 220 с.
12. *Лукашев К.И.* Геология четвертичного периода. – Минск.: Высшая школа, 1971. – 398 с.
13. *Макаров Н.В., Якушова А.Ф.* Основы четвертичной геологии. – М.: Изд. МГУ, 1993. – 110 с.
14. *Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А.* Плейстоцен. – М.: Высшая школа, 1968. – 304 с.
15. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям/Научн. ред. *Ю.Ф. Чемяков.* – Л.: Недра, 1972. – 384 с.
16. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений/Научн. ред. *Г.С. Ганешин.* – М.: Недра, 1987. – 307 с.
17. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. – 491 с.
18. *Палиенко Э.Т.* Поисковая и инженерная геоморфология. – Киев.: Высшая школа, 1978. – 198 с.
19. Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура) /Ответств. ред. *И.П. Герасимов, Ю.А.Мещеряков.* - М.: Наука, 1967. – 331 с.
20. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.:Изд-во МГУ, 1995.–480 с.
21. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – М.: Наука, 1966. – 240 с.
22. *Щукин И.С.* Общая геоморфология. – М.: Изд-во МГУ, т. I. 1960. – 615 с; т. II, 1964. – 564 с.; т. III, 1974. – 382 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Предисловие.....	3
Раздел 1	ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ.....	4
1.1.	ГЕОМОРФОЛОГИЯ	4
1.1.1.	Определение, объект и предмет, задачи и методы геоморфологии.....	5
1.1.2.	Связь геоморфологии с другими науками.....	5
1.1.3.	Подразделения геоморфологии.....	5
1.2.	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ.....	6
1.2.1.	Определение, объект, предмет и задачи науки.....	6
1.2.2.	Особенности четвертичного периода и четвертичной системы...	6
1.2.3.	О названиях четвертичного периода.....	8
1.3.	О СВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОМОРФОЛОГИЕЙ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИЕЙ.....	9
1.4.	ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ.....	9
РАЗДЕЛ 2	ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ В ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ.....	12
2.1.	СИСТЕМАТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	12
2.1.1.	Литологическая систематика и характеристика некоторых типов четвертичных отложений.....	12
2.1.2.	Генетическая систематика. Учение о генетических типах рыхлых континентальных четвертичных отложений.....	17
2.2.	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА.....	21
2.2.1.	Общая эмпирическая морфолого-морфометрическая классификация элементов рельефа.....	23
2.2.1.1.	Простейшие элементы рельефа.....	23
2.2.1.2.	Формы рельефа.....	26
2.2.1.3.	Типы рельефа.....	26
2.2.1.4.	Обобщающая классификация элементов рельефа по размерам (по масштабу).....	27
2.2.2.	Генетическая классификация элементов рельефа.....	27
2.2.3.	Подразделение рельефа по возрасту геологического основания.....	31
2.2.4.	Основные типы геоморфологических ландшафтов (синтез морфологии, морфометрии, генезиса и возраста).....	32
2.2.5.	Проблема создания сводной таксономической классификации..	33
2.3.	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ.....	36
РАЗДЕЛ 3	ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И НАКОПЛЕНИЯ КОРРЕЛЯТНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ	37
3.1.	Процессы и факторы формирования рельефа и накопления коррелятных, в том числе четвертичных отложений.....	37
3.1.1.	Эндогенные рельефообразующие процессы.....	37
3.1.2.	Экзогенные рельефообразующие процессы.....	38
3.1.3.	Рельефообразующие факторы.....	38
3.1.3.1.	Геологическое строение.....	38
3.1.3.2.	Климат	39

3.2.	РЕЛЬЕФ И НАКОПЛЕНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ.....	42
3.2.1.	Общая схема взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.....	42
3.2.2.	Влияние НТД на формирование континентальных четвертичных отложений.....	45
3.3.	ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И НАКОПЛЕНИЯ РЫХЛЫХ КОРРЕЛЯТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ; ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ; ЯРУСНОСТЬ РЕЛЬЕФА.....	45
3.3.1.	Понятие о морфоцикле.....	45
3.3.2.	Поверхности выравнивания: денудационные (пенеплены, педиплены) и крупные перерывы в осадконакоплении.....	46
3.3.3.	Ярусность рельефа.....	49
РАЗДЕЛ 4	ЭНДОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ (ЭНДОГЕННАЯ ГЕОМОРФОДИНАМИКА).....	54
4.1.	О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ ЭТАПАХ.....	54
4.2.	ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ.....	54
4.3.	ОСНОВНЫЕ, ВЫРАЖЕННЫЕ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ ЛИТОСФЕРЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ (ГЕОТЕКТУРЫ И МОРФОСТРУКТУРЫ)	55
4.4.	ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ.....	58
РАЗДЕЛ 5	ЭКЗОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ РЫХЛЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОМОРФОДИНАМИКА).....	60
5.1.	ВОДРАЗДЕЛЬНЫЕ ПРОСТРАНСТВА И КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ (ЭЛЮВИЙ).....	60
5.1.1.	Морфология водораздельных пространств.....	60
5.1.2.	Элювий и кора выветривания.....	61
5.2.	СКЛОНЫ; СКЛОНОВАЯ ДЕНУДАЦИЯ И СКЛОНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ.....	65
5.2.1.	Классификация склонов, их частей и склоновых отложений.....	65
5.2.2.	Основные закономерности развития склонов.....	72
5.2.2.1.	Развитие склонов с неустойчивыми базисами денудации	72
5.2.2.2.	Развитие склонов с устойчивыми базисами денудации..	72
5.2.2.3.	Развитие сложных террасированных склонов.....	75
5.2.2.4.	Развитие оползневых склонов, склонов оплывания и оседания	75
5.2.3.	Общие причины нарушения равновесия склонов.....	75
5.3.	ЭРОЗИОННАЯ СЕТЬ И ЕЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ФЛЮВИАЛЬНАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА).....	75
5.3.1.	Основной закон деятельности линейных водотоков; продольные и поперечные профили эрозионных форм как показатели стадии их развития в течение эрозионного цикла (морфоцикла).....	76
5.3.2.	Эрозионные формы, созданные временными русловыми водотоками и пролювиальные отложения,	77
5.3.2.1.	Овраги равнин.....	77
5.3.2.2.	Сухие долины и лога гор; пролювиальные конусы выноса; селевые отложения.....	78

5.3.3.	Долины и аллювиальные отложения.....	80
5.3.3.1.	Горные долины	80
5.3.3.2.	Долины и аллювий равнинных рек.....	83
5.3.4.	Типы эрозионных форм по отношению к орографическим геологическим структурам и неотектоническим морфоструктурам; устройство эрозионных форм.....	86
5.3.5.	Причины неровностей продольных и асимметрии поперечных профилей эрозионных форм.....	88
5.3.6.	Речные (долинные) террасы.....	90
5.4.	ЛЕДНИКОВЫЕ, ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ И МЕРЗЛОТНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ (ЛЕДНИКОВАЯ И КРИОГЕННАЯ МОРФОСТРУКТУРЫ).....	93
5.4.1.	Рельеф и отложения ледниковой зоны.....	93
5.4.1.1.	Внутренняя подзона активного растекания льда.....	93
5.4.1.2.	Внешняя подзона малоактивного и «мертвого» льда.....	97
5.4.2.	Рельеф и отложения приледниковой зоны.....	100
5.4.3.	Специфические мерзлотные процессы и формы рельефа зоны распространения многолетней мерзлоты (криолитозоны).....	101
5.4.4.	Особенности ледникового комплекса горных стран.....	103
5.5.	ГЕОМОРФОЛОГИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ (БЕРЕГОВАЯ МОРФОСКУЛЬПТУРА).....	106
РАЗДЕЛ 6	ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ.....	111
6.1.	ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГОРНЫХ СТРАН.....	111
6.1.1.	Типы гор по отношению к главнейшим геотектоническим структурам, по характеру НТД, по строению и возрасту геологического основания.....	111
6.1.2.	Морфологическая и морфометрическая (по высоте) классификация гор.....	113
6.1.3.	Генетическая классификация гор (по рельефообразующим процессам).....	116
6.1.4.	Некоторые черты строения горных сооружений.....	116
6.1.4.1.	Мега- и макрорельеф горных стран.....	116
6.1.4.2.	Геоморфологическая зональность и ярусность горных стран как отражение стадийности (цикличности I-го порядка) их образования.....	117
6.1.4.3.	Этажи вертикального расчленения и эрозионно-денудационные врезы как отражение более мелкой цикличности в развитии горных стран.....	118
6.1.4.4.	Особенности и основные этапы развития эрозионной сети горных стран	119
6.1.5.	Особенности четвертичных отложений гор.....	122
6.2.	ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАВНИННЫХ СТРАН.....	122
6.2.1	Классификация равнин.....	122
6.2.1.1.	Морфолого-морфометрическая классификация равнин.....	122
6.2.1.2.	Генетическая классификация равнин.....	123
6.2.2.	Морфоструктурный мега- и макрорельеф равнин.....	126
6.2.3.	Геоморфологические циклы и ярусность рельефа равнин.....	126
6.2.4.	Эрозионное расчленение равнин.....	126
6.2.5.	Мезо- и микрорельеф равнин, связанный с климатической зональностью (специфические морфоскульптуры равнин).....	127
РАЗДЕЛ 7	МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ, КОРРЕЛЯЦИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	130
7.1.	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ.....	130

7.1.1.	Определение относительного возраста элементов рельефа и толщ рыхлых отложений по взаимоотношению между собой и по положению на более крупных элементах рельефа.....	130
7.1.2.	Определение относительного возраста рельефа по стадиям морфоцикла (геоморфологический возраст); понятие о реликтовом рельефе.....	131
7.2.	ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ.....	132
7.2.1.	Климатостратиграфические (ритмостратиграфические) методы.....	132
7.2.1.1.	Литогенетический метод.....	133
7.2.1.2.	Палеопалинологический (спорово-пыльцевой) метод....	136
7.2.1.3.	Фауна моллюсков, морских и озерных остракод, фораминифер и диатомей как показатель палеогеографической и палеоэкологической обстановки.....	138
7.2.1.4.	Палеотемпературная (изотопно-кислородная) методика	139
7.2.1.5.	Термохронологический метод.....	140
7.2.2.	Биостратиграфический метод.....	141
7.2.2.1.	Крупные млекопитающие.....	141
7.2.2.2.	Мелкие млекопитающие.....	143
7.2.2.3.	Морские моллюски, остракоды и диатомеи.....	144
7.2.2.4.	Историко-археологический метод.....	147
7.3.	ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ.....	153
7.3.1	Метод сезонной слоистости (варвхронологический, метод ленточных глин).....	153
7.3.2.	Палеомагнитный метод.....	154
7.3.3.	Дендрохронологический метод.....	155
7.4.	МЕТОДЫ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ.....	155
7.4.1.	Радиологические методы.....	155
7.4.1.1.	Радиоуглеродный метод.....	155
7.4.1.2.	Калий-аргоновый метод.....	155
7.4.1.3.	Метод неравновесного урана.....	156
7.4.2.	Термолюминесцентный метод.....	156
РАЗДЕЛ 8	ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ.....	157
8.1.	О ПЕРВОНАЧАЛЬНОМ ОБЪЕМЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И ПРИНЦИПАХ ПОСТРОЕНИЯ ЕЕ СТРАТИГРАФИИ.....	157
8.2.	О ПЕРВОЙ «АЛЬПИЙСКОЙ» КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	157
8.3.	СХЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ, ДЕЙСТВОВАВШИЕ В СССР И РОССИИ ДО 1995 г.....	158
8.4.	ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЕДИНИЦЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ.....	161
8.5.	ДЕЙСТВУЮЩАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ.....	165
8.6.	ПРОБЛЕМА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ И ПЕРИОДА.....	166
РАЗДЕЛ 9	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И КАРТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	168
9.1.	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ.....	168
9.1.1.	Общие геоморфологические карты.....	168
9.1.2.	Частные геоморфологические карты.....	170
9.1.3.	Морфометрические карты.....	170

9.1.4.	Прикладные (специализированные) геоморфологические карты.....	171
9.2.	КАРТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	171
РАЗДЕЛ 10	ПРИКЛАДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ.....	177
10.1.	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ.....	177
10.1.1.	Общий орографический анализ.....	177
10.1.2.	Применение геоморфологических методик для оценки деталей НТД и выявления локальных морфоструктур.....	179
	10.1.2.1. Анализ эрозионной сети.....	179
	10.1.2.2. Описание водораздельных пространств.....	183
	10.1.2.3. Выявление сетки линеаментов.....	184
10.1.3.	Морфометрические методики в морфоструктурном анализе.....	184
10.2.	ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ.....	188
10.3.	ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....	189
10.3.1.	Геоморфологический анализ при поисках долинных россыпей...	190
10.3.2.	Геоморфологический анализ при поисках эндогенных месторождений зон MZ-KZ активизации.....	193
10.4.	ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ.....	195
	Список сокращений, используемых в тексте.....	196
	Рекомендуемая литература.....	197

Сергей Сергеевич Гудымович

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебное пособие

Научный редактор докт. географ. наук, проф. Окишев П.А.

Редакторы: Р.Д. Игнатова
Н.Я. Горбунова

Подписано в печать 30.07.2001.
Формат 60x84/8. Бумага офсетная
Печать плоская. Усл. печ. л. 23,5. Уч.-изд. л. 21,3.
Тираж 250 экз. Заказ . Цена С.З.
ИПФ ТПУ. Лицензия ЛТ № 1 от 18.07.94
Типография ТПУ. 634034, Томск, пр. Ленина, 30