

Л. В. ЗОРИН

ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ,
ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ
И РЕЛЬЕФ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

Л. В. ЗОРИН

ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ,
ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ
И РЕЛЬЕФ

2966



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1979



З о р и н Л.В. Природные воды, породообразование и рельеф. М.: Наука, 1979. 168с.

В работе рассматривается роль природных вод, образующих геологические тела и среды в жидкой, твердой и газообразной фазах, — ледниковые, мерзлотные и элювиальные накопления. Исходя из основных физических закономерностей, ограничивающих и обуславливающих ход и интенсивность того или иного гидрофизического процесса, обсуждаются основные гипотезы породо- и рельефообразования.

Книга представляет интерес для научных работников в области геологии и географии.

Табл. 63, ил. 15, список лит. 237 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
И.С. ЗЕКЦЕР

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе рассматриваются гидрофизические процессы, которые осуществляют гипергенез новейших исходных отложений — кор выветривания, склоновых, речных, морских — и относятся к эоловым, ледниковым и мерзлотным, а также элювиальным процессам. Все они преимущественно климатогенные и мало зависят от тектоники, а если и зависят, то не непосредственно от движений, а от рельефа. Поскольку эта группа процессов, так называемых поверхностных, функционально связана в основном с одним из причинных всеземных факторов — климатом, постольку они специфичны и протекают в особых условиях рельефо- и пороодообразования.

Поверхностные, гипергенные процессы моделируют уже созданный рельеф и перерабатывают уже отложившиеся осадочные или коренные образования. Условно говоря, гипергенные процессы являются как бы "наложенными" на нормально идущие под совокупным воздействием климата и тектоники процессы выветривания, склоновые, речные и морские.

Каждый из элементарных гидрофизических процессов весьма своеобразен, в то же время все они без исключения протекают на фоне движения воды в разных фазах — от твердой до газообразной. Результаты элементарных гидрофизических процессов различны: это и созидание нового вещества, и переработка вещества образований, на которые они воздействуют.

Поскольку побудительные причины отдельных гидрофизических процессов различны, а все они участвуют в рельефообразовании, то именно новейшие рыхлые отложения и рельеф дают соответствующую информацию о протекании и особенностях самих этих процессов.

В настоящей работе не рассматриваются пространственно-временные различия однотипных образований, созданных теми или иными гидрофизическими процессами. Бесконечное разнообразие пространственно-временных обстановок, в которых проявляются разные по знаку, интенсивности, типу тектонические движения или климат, не представляет возможности построить географическую типологию дифференциации вещества, создаваемую гидрофизическими процессами. В работе подчеркнуто не различие, а сходство однотипных образований, если они формировались под действием процесса равной интенсивности. Сходство

однотипных флюидальных образований обусловлено, очевидно, единством воздействующих на них сил и генетического механизма независимо от места и длительности проявления. Это дает основания для последующего использования общей схемы проявления данного гидрофизического процесса с учетом принципа актуализма в анализе разновременных и местных особенностей породо- и рельефообразования.

Итак, настоящая работа ставит перед собой задачу выявить характерные черты не только механизма движения флюидных масс, в разной степени нагретых или охлажденных, разной консистенции и состава, но и разную способность этих масс двигаться в определенных и специфических условиях, созидать или разрушать ранее созданные образования или менять их форму. По существу настоящая работа представляет собой вторую часть исследования роли гидрофизических процессов в рельефообразовании [Зорин, 1977].

ЛЕДНИКОВЫЕ НАЗЕМНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ледник как законсервированная в водоеме вода (в виде снега и льда) может считаться продуктом климата. Для существования ледников необходимо одно главное условие: на землю в данном месте должно выпадать столько твердых осадков, сколько их при данной годовой сумме температур воздуха и почв не может растаять или испариться [Тронов, 1966].

Очевидно, рост количества или доли твердых осадков происходит не только с высотой местности, но, что весьма важно, с возрастанием суровости климата. По-видимому, если бы в континентальных районах сурового климата количество осадков было велико, то именно здесь можно было бы ожидать максимума оледенения. Для возникновения ледникового покрова нужно не простое понижение температуры, но обязательно сопровождаемое ростом количества осадков, выпадающих в твердой фазе. Для создания подобных условий необходимо либо глубокое изменение климата всей Земли, а не только пульсации метеорологических элементов, либо приуроченность территории к высоким широтам и морскому климату. Следует особо подчеркнуть, что ни одно понижение температуры (иначе в Якутии сейчас было бы максимальное наземное оледенение), ни простое увеличение количества осадков (иначе максимум горного оледенения наблюдался бы в Андах) не могут создать изначальных условий для развития оледенения покровного типа. Только сочетание холода и обильных твердых осадков, как в Антарктиде или Гренландии, способно вызвать к жизни и предохранить на длительное время от разрушения и таяния оледенения типа гигантских материковых щитов.

Следовательно, ледники зарождаются, а главное могут сохраняться годами либо в полярных странах, либо в горах. В дальнейшем ледники могут сами поддерживать низкие температуры окружающей территории. В последнем случае проявляются инерционные силы самовозбуждения процесса, который продолжает самостоятельно развиваться, несмотря на то, что климатообусловленный оптимум его существования уже окончился. Поэтому в инерционной стадии развития ледника его пульсации не всегда четко связаны с ходом метеорологических условий.

В 1975 г. опубликована книга Л.Г. Бондарева "Ледники и тектоника", в которой детально рассмотрены самые разные аспекты этой проблемы. Для целей нашей работы не требуется, напри-

мер, исследование связи тектоники и гляциальной нагрузки на субстрат или между скоростями тектонических движений и оледенениями и др. Однако следует согласиться с выводами Л.Г. Бондарева о том, что число оледенений даже в одной горной стране может быть разным от места к месту в связи с разной интенсивностью тектонических движений.

Как известно, в горных внутриконтинентальных массивах высоких широт, таких, как хребты Черского, Корякский, Сунтар-Хаята и др., оледенение носит эмбриональный характер, несмотря на сравнительно низкое положение снеговой границы. С другой стороны, в сравнимых горных массивах более низких широт, таких, как Кавказ, Тянь-Шань, Памир и др., при очень высоком положении снеговой границы ледники занимают громадные площади. Чем это объясняется? Внутриматериковым массивам низких широт, как правило, свойственны повышенное количество осадков, сравнительно высокие температуры воздуха, относительно затрудненная из-за частой облачности прямая солнечная радиация. Для сравнимых массивов высоких широт характерны весьма малое количество осадков, сравнительно низкие температуры воздуха, относительно незатрудненная прямая радиация, обусловленная повышенным числом солнечных дней и большой прозрачностью воздуха.

Рассмотрим особенности оледенения низких и высоких широт, имея прежде всего в виду влияние рельефа на размеры и характерные черты ледников этих регионов.

Низкие широты. Большой Кавказ. Высота снеговой линии от 2700 м на западе до 3600 м на востоке. В этом же направлении падает количество осадков, несколько возрастает температура воздуха, повышается количество прямой радиации, что связано с растущей прозрачностью воздуха. Такие горные массивы Кавказа, как Тетнульд, Ушба, Эльбрус (5633 м), Казбек (5047 м), от снеговой границы до вершин покрыты ледниками. Лишь в складках рельефа кое-где скопления снега и льда отсутствуют.

Далее к востоку, в направлении к Памиру, высота снеговой границы повышается до 5000 - 5500 м и сплошным или частичным оледенением охвачены лишь самые высокие хребты (ледник Федченко, 7495 м). Следовательно, даже в пределах приблизительно одних широт, а значит при примерно одинаковом количестве солнечного тепла, поступающего на единицу площади, с движением внутрь континента условия существования ледников ухудшаются, так как усиливается континентальность климата [Герасимов, Марков, 1939].

Еще дальше к северо-востоку, в хребте Сунтар-Хаята, обнаружено лишь несколько разобщенных, маломощных ледников, длина которых достигает 9 км, а ширина 4 км. Высота снеговой границы здесь в среднем 2350-2400 м, верхняя же граница оледенения не поднимается выше 3000 м. В хребте имеются массивы, например бассейн р. Юдомы, высотой более 3000 м,

совершенно не занятые ни льдом, ни снегом. Следовательно, в направлении в глубь континента, к востоку и к высоким широтам, еще больше ухудшаются условия существования ледников. Здесь, несмотря на общее повышение рельефа, нарастание континентальности решающим образом препятствует росту оледенения.

Таким образом, современные возможности расширения оледенения в высоких широтах меньше, чем в низких, поскольку климатические условия существования ледников здесь наихудшие. Значит, количество ледников, прямо обусловленных рельефом, вне влияния климата, ничтожно мало. Рельеф как фактор оледенения сказывается лишь в сочетании с определенными климатическими предпосылками. Тектонические предпосылки оледенения способны проявить себя лишь косвенно и в наиболее благоприятных сочетаниях с климатом.

Можно высказать предположение, что увеличение высоты гор за счет их поднятия в низких широтах вызовет расширение оледенения, тогда как в высоких широтах тектонические поднятия в условиях континентального климата не могут повлиять на расширение ледников. По-видимому, лишь глобальное существенное изменение климата в сторону увлажнения способно прямо связать высоту рельефа с масштабами оледенения в столь же грандиозных размерах.

МЕХАНИЗМ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

О механизме движения ледников в настоящее время имеется несколько гипотез, в большей или меньшей степени обоснованных фактами, теоретическими предположениями и экспериментами. П.А. Шумский [1955], затем Н.А. Нагинский [1957, 1961], а в 1964 г. Дж. Джекобс, Р. Рассел и Дж. Уилсон подвергли анализу существовавшие гипотезы и показали, что все они в известной мере лишь дополняют друг друга, но не являются универсальными.

Известно, что М. Деморест [Demorest, 1938, 1943], погибший во время второй мировой войны и не доведший своих исследований механизма движения ледников до конца, пришел к выводу, что лед под давлением (минимум 4 кгс/см^2) начинает течь в соответствии с законами механики жидкости. Для создания давления, при котором лед начинает течь, его мощность должна быть не менее 45 м.

По М. Деморесту, внутри ледника движение имеет характер пластического течения — так называемого непрерывного или ламинарного. Наличие ламинарного течения можно считать доказанным, однако истинный физический смысл механизма движения льда значительно сложнее и еще не понят. Утверждение М. Демореста о том, что основным механизмом движения ледников является гравитационное течение под влиянием выдавливания, опровергается фактами. Теория же растекания, обусловленного

структурными особенностями и температурным режимом толщи льда, в настоящее время дополняется и уточняется.

В данной связи можно вспомнить выводы Х. Кароля [Carol, 1947], который по системе пещер проник в тело ледника до его ложа. Этот исследователь установил, что если мощность льда не достигает 50 м, то он твердый и ломкий. На глубине, большей 50 м, лед теряет свою твердость и принимает характер полувязкой жидкости. Х. Кароль отмечает, что кусочки льда, отобранные с глубины более 50 м, имели консистенцию сыра. Скорость движения верхних слоев ледника — 36,8 м в день, а нижних — до 71,8 м. Наблюдения Кароля отчасти подтверждали теорию М. Демореста о наличии в ледниках вязкого течения, возникающего под давлением.

Но другие наблюдения [Лангуэй, 1964], в частности во льдах Юнгфрауфирна в 1948 г., опровергали теорию М. Демореста. Здесь исследования велись в скважине, в которую до глубины 136 м была вставлена стальная труба. По искривлениям трубы определялись скорости течения льда. Оказалось, что в течение двух лет верхняя часть ледника до глубины 50 м сдвинулась на 38 м, тогда как ниже движение льда прогрессивно уменьшалось и донный слой переместился всего на 14 м. Результаты исследований на Маляспинском леднике [Джекобс и др., 1964], где алюминиевая труба была опущена в скважину глубиной 305 м, привели к выводу о несоответствии движения льда механизму вязкого течения. Дело в том, что за период между июлем 1951 г. и серединой августа 1952 г. деформация трубы была ничтожно мала. До глубины 90 м труба вообще не была деформирована. Ниже деформации нарастали, несколько увеличиваясь на глубине 270 м. Общий сдвиг устья скважины по сравнению с ее забоем составил за год 1,75 м. Вертикальное распределение скорости исследовалось в леднике Салмон в Британской Колумбии [Джекобс и др., 1964]. Устье скважины, расположенной в 0,8 км от края ледника, сместилось за 94 дня на 21,2 м, тогда как на глубине 478 м смещение было всего 7,6 м.

М. Перуц [Perutz, 1947, 1950], а также Дж. Най [1964; Neu, 1952], разработавшие наиболее современную теорию пластического течения льда, считают, что быстро движущиеся ледники имеют в основном глыбовое движение, при котором глыбы льда "падают" по уклону со скоростью до 11 м в день, т.е. лед движется, как любое кристаллическое тело, обладающее пластичностью. В то же время часть тех же ледниковых тел может двигаться, как поток. Эта гипотеза подтвердилась наблюдениями р. Гэфели [Haffeli, 1952]. Последний не только отмечает разный характер движения льда в едином леднике, но также и то, что в одном и том же леднике непрерывные и прерывистые глыбовые деформации могут меняться неоднократно. М. Перуц, кроме того, отмечал, что в отличие от теории М. Демореста, течение льда начинается при нагрузках около 1, а не 4 кгс/см².

Несмотря на наблюдения за ледниками и установление разных

их типов, в настоящее время по поводу механизма движения ледников имеют равное значение две концепции. Одна из них утверждалась М. Деморестом и отдавала предпочтение механизму движения льда, подобному течению вязкой жидкости. Другая концепция, наиболее ярким сторонником которой является Дж. Най, предполагает, что лед движется подобно пластическому твердому телу. Дж. Най считает, что движение ледника (ледникового щита) происходит как за счет скольжения льда по коренному ложу, так и за счет "непрерывных деформаций" внутри самого льда. Дж. Наем [1964] и П.А. Шумским [1963] были, независимо друг от друга, произведены теоретические расчеты вертикального профиля скорости движения льда, подтвердившие, что главная причина движения — напряжения в толще льда, вызванные весом самого ледника. Таким образом, обе концепции причиной движения считают проявление силы тяжести, однако механизм движения объясняется по-разному.

По-видимому, следует согласиться с тем, что обе концепции являются не взаимоисключающими, а дополняющими друг друга. Законы течения льда экспериментально исследовались Дж. Гленом [Джекобс и др., 1964]. Оказалось, что лед не обладает постоянным коэффициентом вязкости, т.е. ведет себя не как вязкая жидкость. Эксперименты показывают, что лед является промежуточной формой между жидкостью, характеризующейся вязким течением, и идеально пластическим материалом с резким пределом ползучести. Вероятно, всегда следует иметь в виду основополагающее замечание П.А. Шумского [1955], который подчеркивает, что течение — результат трансформации кристаллов льда. В то же время росту зерен льда способствует лишь плавное течение, дифференцированные движения ведут к их дроблению. Поскольку ледники и плавно растекаются, и обладают глыбовым движением, решение проблемы о внутреннем механизме активности ледниковых тел пока остается открытым.

У. Бадд [1975] предполагает, что закон течения льда сложен и зависит от напряжения, температуры, типа льда в отношении ориентации кристаллов и их размера, а также плотности. По-видимому, в деформирующихся массах льда (ледниках) размеры и ориентация кристаллов не хаотические, а обладают определенными, связанными с условиями существования ледника чертами. Главными среди этих условий считают напряжение в толще льда и его температуру. "Напряженный" ледовый массив при наличии погребенного горизонта (горизонтов) скольжения, обусловленного нагрузкой и разогревом, может двигаться быстро; происходит скольжение основного массива по "смоченной наледи" по типу сдвига блокового оползня.

У. Бадд предполагает, что равновесие куполового ледника сохраняется, если соблюдаются такие условия:

$$sHV = S_r \bar{A}_r,$$

где H — толщина, мощность льда, V — скорость ледника на расстоянии

r от его центра; S_r — площадь глыбы льда, движущейся между линиями тока, расположенными на расстоянии s друг от друга и от центра; \bar{A}_r — средняя скорость аккумуляции на этой площади. По-видимому, это условие близко к реальному, хотя, возможно, здесь и недоучитывается, во-первых, аккумуляция на площади, тяготеющей к линиям тока, но выходящей за пределы этого (линиями тока) ограничения, во-вторых, влияние внутреннего состояния вещества, которое при определенных условиях (скольжение) может вызвать ускорение движения льда.

Движение ледовых масс может возникнуть, когда достигнут предел прочности на сдвиг. Предел прочности зависит от внутреннего сцепления вещества C , нормального напряжения σ и угла внутреннего трения Φ . В таком случае предел прочности S равен:

$$S = \sigma \operatorname{tg} \Phi + C.$$

Если массив льда находится в неустойчивом (на грани движения) состоянии, то он удерживается лишь силой трения, которая в этом случае должна быть равна давлению слоя, направленному касательно к поверхности склона. При этом условии угол склона β должен быть равен углу внутреннего трения Φ . И это равенство очевидно для склона любой высоты. Если угол склона больше угла внутреннего трения, то ледовый массив придет в движение тогда, когда будет мало внутреннее сцепление вещества или возрастет нормальное напряжение. Это может произойти либо в результате увеличения массы массива из-за его набухания и переутяжеления за счет аккумуляции снега, либо за счет разогрева базального пласта льда на некой глубине, где уменьшится внутреннее сцепление вещества.

В связи с предполагаемыми предпосылками начала движения массива льда возникает понятие об его устойчивости на склоне. По мнению большинства исследователей, задачу об устойчивости можно решить лишь очень приближенно. Это объясняется прежде всего тем, что для расчетов принимается плоская поверхность скольжения, тогда как на самом деле она искривлена. С другой стороны, переутяжеление толщи льда за счет насыщения водой или аккумуляции снега понижает внутреннее сцепление частиц, но соотношение этих двух величин трудно установить эмпирически. Также трудно установить ход температуры в толще ледового массива. Поэтому на практике неустойчивость массива льда на склоне определяется через напряжение. Напряжение может возрасти главным образом за счет увеличения массы ледника, т.е. его переутяжеления. Вероятно, зная массу льда в нормальных условиях, т.е. при его состоянии в пределе прочности, при разогреве, набухании и аккумуляционном переутяжелении, можно предсказать начало движения; в данном случае возможны следующие варианты: 1) $S = \sigma \operatorname{tg} \Phi + C$; 2) $S > \sigma \operatorname{tg} \Phi + C$; 3) $S < \sigma \operatorname{tg} \Phi + C$. Первые два случая предполагают устойчивость массива на склоне, третий — его подвижность.

Динамика ледниковых масс в зависимости от типа ледника

существенно различается между собой; принято подразделять ледники на три типа: глетчеры, шельфовые и куполовые ледники. Глетчеры можно считать одномерными, так как их форма и размер поперечного сечения изменяются в основном вследствие изменений толщины (мощности). Поперечное растяжение и сжатие здесь не столь существенны. В зависимости от мощности ледовых тел типа глетчеров происходит изменение их скорости вдоль линии движения льда. Самая высокая скорость движения глетчера — близ поверхности фронтальной зоны, т.е. на наибольшем удалении от ложа и от области питания. У основания ледового тела высвобождающаяся в результате трения энергия может привести к разогреву и даже таянию льда, вследствие чего может иметь место скольжение.

Шельфовые ледники отличаются тем, что они выходят своим фронтом в море и частично находятся на плаву. Обычно эти ледники довольно плоские, с небольшим наклоном к фронту. Температура у основания шельфовых ледников близка к температуре замерзания морской воды. Скорости движения этих ледников при стационарной аккумуляции, по-видимому, более или менее постоянны и связаны с наклоном поверхности (повышение от фронта к области аккумуляции) и постепенным понижением температуры льда в этом же направлении (рост аккумуляции).

Куполовые ледники, несмотря на то что они содержат основную массу ледовых запасов воды (Гренландия и Антарктида), изучены слабо [Бадд, 1975]. Поэтому наилучшие, хотя и не исчерпывающие возможности для познания динамики этих ледовых тел дают небольшие куполовые ледники, например ледник Уилкса. Куполовые ледники обычно представляют собой трехмерные сводчатые ледовые структуры, растекающиеся к внешнему (фронтальному) краю с относительно большими скоростями боковой деформации; линии тока льда у этих ледников искривлены. Температура льда на поверхности понижается с высотой, как у глетчеров и шельфовых ледников, тогда как температура у основания ледового тела еще неизвестна. Можно лишь предполагать, увязывая разрозненные факты, что температура ледников этого типа возрастает к основанию, что может приводить к сдвигу в базальных слоях.

Скорости движения глетчеров таковы:

	Глубина, м	Скорость, м/год
Юнгфрауйох	0 - 128	0 - 20
Голубой	0 - 155	0 - 7
Атабаска	0 - 209	0 - 17
	0 - 340	0 - 12
Салмон	0 - 475	0 - 30
Малаяспина	0 - 305	(предположительно) 0 - 3

Скорость движения куполовых ледников может быть проиллюстрирована на примере ледника Уилкса на профиле длиной 110 км

от центра купола до его фронта у мыса Фольгер: в пределах купола скорости продольного движения не превышают 4 м/год, на расстоянии 50 км от купола они составляют уже 20 м/год, 80 км — 40 м/год, 100 км — 120 м/год.

Для всех типов ледников движение льда определяется, кроме внутренних (плотность, температура) и частично внешних (состояние ложа) предпосылок, главным образом скоростью аккумуляции вещества в области питания. Известно, что, например, для Антарктиды средняя величина аккумуляции равна 2,5 см/год, для куполового ледника Стасьон Централь Гренландии — 40 см/год, т.е. примерно в 20 раз выше. Скорость движения антарктических куполовых ледников точно не установлена, можно лишь предполагать, что она в 15 раз меньше гренландских, тогда как для ледника Стасьон Централь она определяется в 2 м/год. При этой скорости лед мог продвинуться на расстояние до 100 км за 50 тыс. лет, если бы условия питания ледника были стационарными.

Наиболее крупные ледники куполового типа известны в Гренландии (длина 560 км, наибольшая мощность около 3200 м) и в Антарктиде (соответственно 1200 км и 3700 м). Как для Гренландского, так и для Антарктического щитов характерно лишь частичное покрытие земной поверхности льдом даже в непосредственной близости с ледником. Если учитывать большую древность оледенения Антарктики и Гренландии — соответственно не менее 3 и 1,9 млн. лет, возникают вопросы: во-первых, почему их ледники, растекаясь во все стороны, не закрывали всю поверхность материков; во-вторых, почему не произошел частичный или полный дебаланс льда, приводящий к изменению их мощности? Очевидно, скорость аккумуляции длительное время остается постоянной, что может свидетельствовать о стабильности климата этих территорий.

Если мысленно обратиться к ледниковому щиту Европы и считать ориентировочно центром купола окрестности г. Эстерсунд в Скандинавии, край купола — удаленным от центра на 1200 км, до окрестностей г. Валдая, а мощность купола определить величиной 3 км, то с учетом имеющихся фактов трудно предполагать физическую возможность продвижения ледниковых языков на такое расстояние за время, меньшее 600 тыс. лет (при скорости 2 м/год, свойственной крупным куполовым ледникам Гренландии). Если, абстрагируясь от проявлений масштабного фактора, посчитать, что скорость ледников эквивалентна уклону их поверхности (падению), то можно рассчитать время "добегания" (рис. 1). Ледник Уилкса при падении 10 м на 1 км имеет скорость на его фронте 120 м/год. Гипотетический Скандинавский ледник указанных размеров при падении 2,5 м на 1 км, вероятно, мог иметь скорость в 4 раза меньше, а именно 30 м/год. В таком случае время добегания его от г. Эстерсунда до г. Валдая составит 40 тыс. лет. В то же время предполагается, что последнее на-

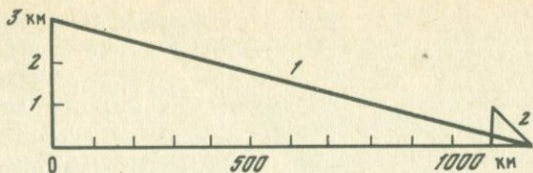


Рис. 1. Схематический разрез гипотетического Скандинавского ледника (1) и ледника Уилкса (2)

ступание льда (Валдайское) произошло между 31 и 29 тыс. лет назад, т.е. в течение 2–3 тыс. лет. Значит скорость аккумуляции Европейского щита в области его питания была несравненно выше, чем в Антарктиде и даже в Гренландии, а изначальная мощность была больше 3 км. При таком допущении необходимо предполагать коренное изменение климата современности, континентального по своему существу, на морской¹ в обширной зоне Европы. Эта проблема весьма далека даже от гипотетических решений, в то время как имеются факты о более плавных ритмичных колебаниях климата с периодом (брикнеровым) около 35 – 40 лет. К. Эмилиани [1974] на основе кислородного изотопного и фаунистического методов установил, что палеотемпературы для экваториальной части Атлантического океана падали до 22°С приблизительно через каждые 50 тыс. лет. Однако ни Антарктида, ни Гренландия в плейстоцене не теряли своих ледников, поэтому приходится признать, что существенное приращение глобального оледенения требовало существенных же изменений глобального или регионального климата.

Широко известно, что в последнее десятилетие ледниковая теория претерпела серьезную проверку в связи с накоплением материалов, в определенном смысле изменяющих ее первоначальное звучание. Можно было бы, полагаясь на авторитет таких исследователей, как В.И. Астахов, Ф.А. Каплинская, И.И. Краснов, В.Д. Тарноградский [1977, с. 120], считать, что к настоящему времени "кризис ледниковой теории успешно разрешается..." и "выяснилась динамика древних ледниковых покровов...". Однако это преждевременный оптимизм. Что это так, показывает отлично выполненный глубоко научный обзор ледниковой теории, сделанный В.А. Зубаковым [1977]. Автор приходит к таким заключениям. Если до недавних пор понятие "ледниковая эпоха" охватывало плейстоцен, то теперь нет сомнений, что оледенение имеет более древний возраст. Имеются, например, данные о том, что следы горного оледенения Аляски уходят за 13 млн. лет, а Антарктического щита – за 42 млн. лет. И поскольку ледниковая эпоха стала "длинной", это затрудняет выявление температурных минимумов в ее истории.

¹ Такое изменение возможно, если допустить тектоническое опускание этой территории.

Как известно, главный вклад в ледниковую теорию сделала стратиграфия, которая послужила основанием для построения климатостратиграфической шкалы. Однако теперь считается, что длительность ледниковых и межледниковых ритмов сильно отличается от принятых ранее и может быть самой разной в пределах от 10 до 700 тыс. лет. Следует также учитывать, что в настоящее время площади и объемы ледниковых щитов расширяют за счет шельфа [Величко, 1973; Гросвальд, 1974] и тем самым повышают общую площадь оледенения до 30–50 млн. км². Более того, теперь все больше возвращаются к предположению крупнейших геологов и географов прошлых лет о громадной роли в периоды глубоких похолоданий погребенных глетчерных льдов, не меньшей, чем полигонально-нильных [Каплянская, Тарноградский, 1977], т.е. тем самым еще больше наращивают размеры оледенения.

По данным А.А. Величко [1973], многолетняя мерзлота в эпохи похолодания в плейстоцене была распространена очень широко, ее южная граница проходила, возможно, в полосе 45–50° с.ш. (в Евразии). Расширение ареала мерзлоты сопровождалось ростом площади морского льда. Цитируемый автор называет весьма внушительную цифру, характеризуя площадь криогенной области: 25% всего северного полушария, или свыше 66 млн. км². Кроме того, называется и еще одна очень показательная цифра так называемой климатической суши: около 15 млн. км², или на 11% более современной за счет океана. Есть все основания в принципе согласиться с А.А. Величко в отношении широкого развития мерзлоты и морских льдов в холодные эпохи плейстоцена, а также с тем, что это приводило к расширению климатической суши. Однако при этих предпосылках придется признать, что расширение климатической суши могло привести лишь к континентализации климата, затрудняющей возникновение материковых ледниковых покровов.

Причины оледенения в настоящее время связывают: а) с максимумами вулканизма; б) с инверсией геомагнитного поля, в) с кратковременными климатическими колебаниями (до 5° за 100 лет); г) с пульсационными дебалансовыми разгрузками (сёрджами) ледовых масс, например в виде айсбергов, в частности в Антарктиде [Унтерштейнер, 1977]. Так, предполагают, что поскольку большая часть айсбергов поступает в Атлантический океан, то следствием может быть снижение температуры Гольфстрима на 5–8°С.

Рассмотрим вопрос о возможности прогнозирования щитового оледенения. Кроме весьма обоснованного прогноза возможного потепления [Будыко, 1977], имеются весьма пессимистические предсказания, сделанные в США, об изменениях климата до ХХІІ в.: 1) примерно через 125 лет можно ожидать малую ледниковую эпоху (между 2110 и 2140 гг.); 2) примерно через 10–30 тыс. лет – "полный" ледниковый период.

Сразу же отметим, что по материалам международной научной конференции "Физические основы теории климата и его модели-

рование" [1977] вероятность перехода к гляциалу в ближайшие 100 лет имеет порядок 0,1-1%; вероятность возврата в этот период малой ледниковой эпохи оценивают величиной около 10%. Для того чтобы подойти к более или менее обоснованному долгосрочному прогнозу материкового оледенения, необходима более жесткая система принципов проработки самого разностороннего материала.

1. Согласно принципу актуализма явления и процессы, имевшие место в прошлом, повторяются и сегодня. Так, нынешнее щитовое оледенение Гренландии, Антарктиды и островов Арктики — показатель существования подобных же ледников в прошлом в соответствующих климатических условиях: и при таком же соотношении моря и суши. Так, при глобальном похолодании резко континентальный климат современной Сибири мог быть характерен для ЕТС. Если же менялось соотношение моря и суши, континентальный климат ЕТС мог сменить морской климат, до сих пор свойственный части Скандинавии.

2. Любой прогноз подразумевает необратимый ход развития природных процессов, формирующих явление. Поэтому, используя метод актуализма, необходимо помнить, что прогнозировать можно лишь тенденцию развития и лишь приблизительные, ориентировочные параметры с ним связанных явлений.

3. Любой анализ географического явления обязан быть подкреплен комплексностью и сопряженностью исследований, что создает предпосылку для установления параметров данного явления.

4. Сверхдолгосрочный прогноз развития природных явлений, т.е. палеогеографический анализ, может базироваться в основном на косвенных показателях климата. Сложные явления, такие, как сток рек, режим уровня моря, периодика засух и и.д., не могут быть использованы как показатели климата в чистом виде, так как эти процессы и явления многофакторные. Поэтому прогноз должен опираться на зональные показатели, т.е. быть дискретным в географическом пространстве.

Сверхдолгосрочный прогноз развития природных явлений, охватывающий период, больший инструментально охарактеризованного, возможен только при репрезентативности косвенных (палеогеографических) показателей этих явлений, т.е. при хорошей обеспеченности современными аналитическими материалами. Выходящий за эти рамки прогноз следует считать гипотетическим.

Необходимо также рассмотрение доводов "за" и "против" и их сопоставление в пределах проблемы о возможности щитового оледенения ЕТС вообще. Доводы "за": наличие традиционных представлений, в определенной мере подкрепленных фактами в основном палеофаунистического и литологического свойства: например, присутствие мамонтовой фауны в отложениях Скандинавии [Верещагин, Барышников, 1977], считающихся межледниковыми. Литологическое обоснование базируется на содержании в мореноподобных образованиях ЕТС гальки и валунов Карель-

ской провинции сноса (шокшинский песчаник, граниты и базальтоиды).

Доводы "против": 1) малая достоверность щитового оледенения на севере ЕТС из-за континентального климата; 2) физическая недостоверность быстрого достижения льдом точки, весьма удаленной от центра щита, при помощи только механизма растекания; 3) малая геологическая достоверность щитового оледенения ЕТС, так как Среднерусская возвышенность не покрывалась ледником, а, следовательно, его языки могли проникать на территорию только по понижениям рельефа, далеко отрываясь от купола; малая обоснованность "подпорных" озер, "обходных" рек и т.д.; 4) сомнительная литологическая достоверность щитовых оледенений ЕТС, так как переслаивающиеся в одном разрезе морены не могут служить показателем множественности щитов; 5) физико-механическая недостоверность факта движения ледниковых языков большой мощности, отходящих от главного щита, из-за плотностных свойств льда; мощность льда в языке вместе с мореной не может быть больше 250-300 м, так как в ином случае лед сам себя "раздавит", потеряв способность двигаться; 6) малая палеогеографическая достоверность щитового оледенения ЕТС, так как история долины Волги и колебания уровня Каспия полностью не согласуются со схемой периодов становления и разрушения покровного ледника.

Все эти доводы более подробно рассмотрены ниже и дают основания для предварительного выдвижения гипотезы о быстром пульсационном¹ проникновении из центра оледенения, например Скандинавского, ледового языка (языков²) на территорию ЕТС, охваченную мерзлотой и покрытую глетчерными льдами, что было возможно при ритмическом похолодании климата и трансгрессии Ледовитого океана в северную часть континента. Учет всех доводов за и против механизма древнего оледенения ЕТС, а также фактов сопряженно-комплексного анализа дает основания предвидеть не похолодание, способное привести к оледенению, а неуклонное потепление, которое может упростить глобальную зональность.

Зональность, как известно, есть проявление глобального солнечнообусловленного теплообмена, определяемого шарообразностью Земли и ее вращением. Вследствие этого весь лесотундровый пояс Евразии отличается специфическими стабильными во времени

¹ В отечественной литературе одним из первых применил термин "пульсационное" движение ледника А.Б. Казанский [1964]. О существенной роли пульсационных процессов на ледниках говорили Г.Н. Голубев и В.М. Котляков [1977].

² Гляциоморфологическое обоснование сложного строения ледникового покрова, обладающего по периферии купола зонами с различной скоростью и динамической активностью (потоков, лопастей, языков), приведено в монографии "Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы" [1977].

и географическом пространстве признаками, которые обычно и считают зональными. Одним из главных признаков этого пояса выступает континентальность, которую отличают правильное чередование и четкое термическое различие времен года, независимо от большего и меньшего осложняющего влияния моря. Лесотундровый пояс Советского Союза в пределах северных областей ЕТС и Сибири, несмотря на близость Ледовитого океана, влияние которого лишь усугубляет упорядоченную зональность, характеризуется наиболее ярко проявляющимся континентальным климатом, т.е. суровой зимой и теплым летом. В то же время для континентального климата свойственны высокое положение нижней границы хionoсферы и развитие сезонной или многолетней мерзлоты. Судя по наличию перелетовывающих снежников Кольско-Карельской провинции, высота залегания которых около 1000-1200 м, мелких ледников в полярной части Урала (высота залегания 1500-1800 м) и подобных же ледников и снежников Верхоянья (высота около 2000 м), положение нижней границы хionoсферы (не очень ровной из-за неровностей рельефа) повышается с запада на восток от 1000 до 2000 м. Широкого и массового развития в пределах равнин лесотундрового пояса ледники ныне не получили именно из-за резкой континентальности климата и равнинности рельефа. Покровные ледники появляются на островах Ледовитого океана - Новая и Северная Земля, архипелаги Шпицберген и Франца Иосифа, в пределах которых они покрывают самые высокие поверхности рельефа, оставляя открытыми прибрежные равнины.

1966
Следовательно, для возникновения сплошного оледенения типа щитового на территории современного лесотундрового пояса в континентальной части СССР требуются весьма существенные изменения климата - и не столько похолодание, сколько увеличение количества осадков, особенно в твердой фазе. Но предполагать скорое коренное изменение климата, как мы увидим ниже, особых оснований нет. При общем же похолодании на Земле в 40-х годах произошло не предвиденное увеличение количества осадков на 20% [Шварцбах, 1955], а, наоборот, их уменьшение в высоких широтах (47-74° с.ш.) на 19,5%, в то время как в низких широтах (26-46° с.ш.) количество осадков возросло на 22,8% [Кондратьев, 1976]. Вероятно, для развития обширного щитового оледенения требуются особые условия морского борельного климата типа антарктического, гренландского или высокогорного.

Кроме того, считалось, что для возникновения оледенения требуется понижение среднегодовой температуры на 5-8°C. Однако в пределах лесотундрового пояса Евразии имеются такие территории, температура которых отличается между собой значительно больше. Так, например западные и центральные области ЕТС - Прибалтика (в континентальной части), Белоруссия, Московская область и др., с одной стороны, и южная Якутия - с другой, находящиеся на одной широте и в одном ландшафтном поясе, отличаются по январю на 25°C (соответственно от -10 ÷ -15 до ÷ 35°C

-40°C); тем не менее количество осадков в западных областях достигает 500 мм в год, тогда как в Якутии — всего 300 мм в год [Алисов, 1956]. По сводным данным С.Я. Сергина [1975], среднее отклонение температуры земной поверхности от современной в области, ограниченной 90–60° с.ш., составляло в теплые эпохи +3°C, в холодные эпохи -30°C. Как видно, и эти пределы вполне перекрываются разницей современных температур между одноширотными участками Земли, расположенными в разных барических условиях.

Следовательно, современные пространственные аналоги единого для Евразии континентального климата, отличающиеся в пределах одного ландшафтного пояса лишь степенью выраженности, выявляют нарастание в глубь материка континентальности [Иванов, 1959]. Учитывая непреходящую роль аналогизации природных явлений в пространстве и времени, можно констатировать, что существование на континенте в настоящее время областей с резко континентальным и просто континентальным климатом допускает их более широкое развитие при похолодании в прошлом, но это не дает никаких оснований предполагать расширение оледенения.

Следует подчеркнуть, что если в западных областях господствует сейчас лишь сезонное промерзание грунтов, то в восточных климатических аналогах континентального климата широко развиты и сезонное, и многолетнее промерзание грунтов. Последнее местами достигает мощности многих десятков метров (южная Якутия), включая сюда и наледы. Подчеркнем здесь то немаловажное обстоятельство, что таяние мерзлоты и наледей на востоке этого единого ландшафтного пояса обуславливает, независимо от весеннего таяния снежных запасов, мощные летние паводки, когда реки пропускают так называемую "черную воду", образованную таянием мерзлотных запасов (до 20% объема годового стока [Алексеев, Фурман, 1976]). Подъем уровня рек в августе в Сибири за счет таяния мерзлоты и наледей нередко бывает выше, нежели за счет смежных запасов.

Факты свидетельствуют о том, что солнечная постоянная в течение длительного времени по отношению к Земле меняется очень незначительно. По некоторым представлениям [Будыко, 1974], ее изменение на величину всего 1–1,5% могло бы вызвать снижение нижней границы хionoсферы и оледенение. Если некритично встать на позицию полигляциологизма, то интерпретированные однобоко факты геологической истории могут представить колебания солнечной постоянной уникальнейшим явлением, наиболее характерным преимущественно для четвертичного периода и даже его частей. Вероятно, это преувеличение. Для возникновения оледенений более существенное значение имеют чаще проявляющиеся на Земле колебания инсоляции и сменяющие друг друга периоды облакообразования и крупномасштабной конденсации (обильного выпадения осадков [Миланкович, 1939]) в совокупности с глобальными перестройками соотношений климатоформирующих факторов.

По-видимому, в природе нет и не может быть таких резких скачков климата, которые бы не обеспечивались весьма серьезными колебаниями космического излучения, излучения Солнца, соотношений углекислого газа, озона и аэрозолей в атмосфере, соотношений суши и моря, наконец, суши, моря и криосферы, приводящих к упрощению или усложнению глобальной зональности. Можно предположить, что зональность весьма консервативна и имеет древний возраст, хотя упрощение зональности, как и ее усложнение, вполне возможны, но для этого требуется как раз изменение соотношений причинных факторов.

Высказанное подтверждается более или менее представительными сведениями о малой ледниковой эпохе в горах Европы, в Исландии и Скандинавии. Как известно, малая ледниковая эпоха занимала отрезок времени около 300 лет (1550–1850 гг.) и подтверждается материалами историко-эмпирического характера [Ле Руа Ладюри, 1971]. По некоторым современным представлениям [Витинский и др., 1976], в малую ледниковую эпоху происходило смещение трассы циклонов на юг (на $10-15^\circ$), и они проходили не как обычно через Гренландию–Исландию–Северную Скандинавию, а через Англию и Балтийское море.

Уместно будет напомнить, что при принятии гипотезы расширения щитового четвертичного оледенения под влиянием изменения глобального климата до таких размеров, как это иногда делают, возникает серьезная необходимость объяснять следующее:

1) какова станет форма Земли при столь большой ледниковой нагрузке? Если допускать щитовое оледенение континентального северного полушария, то неизбежно предположение и о более обширном [Шумский, 1967] оледенении южного, в основном океанического полушария, где для этого есть наилучшие условия (Антарктический щит, подпираемый морем, и обилие атмосферных твердых осадков), а циркумполярное распределение ледниковых щитов значительно большей, чем ныне, мощности на больших площадях способно вызвать отток глубинных подкорковых масс [Назаров, 1971] к низким широтам;

2) какова будет эволюция биогеоценозов? При сокращении биологически продуцирующей площади и вымерзании территорий, прилегающих к ледниковым щитам, жизненные ареалы резко сократятся – и не только за счет прямого вымерзания в ледниках и перигляциальной зоне, но и в субэкваториальных горах, которые, вероятно, будут интенсивно подниматься, реагируя на двустороннее циркумполярное сжатие в зоне наибольшего проявления центростремительных сил. По-видимому, условия жизни на Земле резко ухудшатся, количество биогенного углекислого газа в атмосфере резко уменьшится, что, вероятно, приведет к вымиранию многих живых организмов. Можно было бы наметить и другие катастрофические последствия, вызванные появлением столь громадных по объему законсервированных в твердой фазе масс воды.

Объективным можно считать мнение о том, что механизм образования террас необъясним с позиций только тектонических или только климатических влияний [Зорин, 1977]. Это касается, в частности, Верхней Волги, Днепра, Оки, верховий рек Валдая, Прибалтики и Средней Волги. В первых случаях в древних эрозионных ложбинах глубиной до 150–200 м и шириной до 2–3 км обнаруживается обломочный мореноподобный материал, перемежающийся с песками, глинами и илами явно водного происхождения; общая мощность этих накоплений достигает здесь 80–40 м [Сладкопевцев, 1973]. По-видимому, превышение возможной нормы мощности отложений в верховьях рек, а также, как мы еще увидим, в среднем течении Волги может быть связано и с увеличением их стока, и с обильным поступлением обломочного материала, и с колебаниями базиса эрозии и аккумуляции. Во-первых, возникает вопрос, откуда брались дополнительные объемы воды, которые обуславливали повышенный сток и снос материала в верховья рек, дренировавших главное междуречье северного и южного склонов ЕТС – Северные Увалы? Во-вторых, с чем связано накопление повышенных мощностей аллювия террас Волги в ее среднем течении? Следует отметить, что в современных условиях сток Волги составляет для Каспия около 80% всей динамической массы, поддерживающей его уровень, тогда как для самой Волги можно считать господствующим сток Камы (80%).

В порядке рабочих гипотез можно выдвинуть две альтернативы, объясняющие появление искомым объемов воды: 1) цитовые оледенения, связанные с коренными переломами климата в четвертичное время, и 2) более широкое, чем ныне, распространение мерзлоты, наледей, снежников и редуцированных ледников на главном водоразделе ЕТС – Северных Увалах – и на промежуточных междуречьях до Прибалтики в периоды похолодания в условиях континентального климата, а также осциллирующее с выходом на ЕТС горное оледенение Скандинавии и Урала.

Первая – ледниковая – гипотеза весьма детально проанализирована в большом числе монографий, дающих возможность ознакомиться с концепциями, ставшими достаточно традиционными, но вызывающими по сей день спорные толкования. Рассмотрим более подробно вторую гипотезу. Отметим, что при таком предположении снимаются с обсуждения коренная перестройка [Квасов, 1975] системы европейских рек, образование "обходных и отточных" долин, приледниковых гигантских озер и, что самое главное, необъяснимые с позиций полигляциологизма уровни террас Мирового океана [Гильше, 1974].

В нашем анализе будем исходить из проверенных современными гидрологическими аналогами фактов, свидетельствующих о том, что достоверность оценок зависит от уровня наших знаний о взаимоотношениях между современными климатическими параметрами и гидрологией (палеогидрологией). Уверенно можно говорить о следующем. Годовой сток возрастает с увеличением годового ко-

личества атмосферных осадков и уменьшается при повышении глобальных температур и постоянном количестве осадков. Достоверно подтвержденные исследования показали, что отсутствие или разреженность растительности не только вызывает увеличение стока, но и обуславливает более высокие паводки и укорачивает их продолжительность. Поэтому следует всегда учитывать, что измеренный сток при данном климате отражает не только влияние собственно климата; но и влияние растительности и почвенного покрова. Большая фильтрационная способность грунтов упорядочивает распределение даже повышенного стока, тогда как низкая фильтрационная способность грунтов влечет за собой не только резкое увеличение стока, но и укорочение периода добегания воды с междуречий в реки.

Установлено также, что в перигляциальной зоне в результате перидической деградации льда и мерзлоты в реки поступает несколько большее количество воды¹ и обломочного материала. В данном случае существует прямая связь между таянием льда и мерзлоты и нарастающим водным стоком, обуславливающим повышенный твердый сток и концентрацию наносов (см., например, [Шумм, 1968; Сладкопепцев, 1977]). Эти эмпирические закономерности можно дополнить более или менее утвердившимися представлениями о том, что ускорение таяния повышенных снежных запасов и мерзлоты способно вместе с дождями при разреженной растительности вызвать вначале плоскостную безусловую, а затем струйчатую, бороздовую и, наконец, овражную эрозию, широко распространяющиеся на равнинной и платообразной территориях. Отсюда можно предположить, что густая овражная сеть большей части лесной зоны, в частности заведомо внеледниковых Валдайской, Среднерусской и Приволжской возвышенностей, — реликтовое явление, связанное с ускоренным стоком в периоды таяния снежных запасов, льда и мерзлоты в эпоху повышения глобальных температур и постоянного количества атмосферных осадков.

Жидкий сток в таких условиях способен интенсифицировать сток твердых наносов и их концентрацию в действующих руслах только на небольшом удалении от областей сноса. Возможно, именно поэтому в перигляциальной зоне наблюдается скопление грубообломочного материала близко к междуречьям и в верховьях долин, тогда как ниже по течению материал измельчается и становится более сортированным. В таком случае становится объяснимой связь между мореноподобными скоплениями в верховьях рек Верхней Волги, Днепра, Оки и др. и зандровыми накоплениями, расположенными ниже по течению. Кроме того, следует учитывать, что в периоды повышения глобальной температуры и интенсификации стока с междуречий, охваченных тающей мерзлотой и покрытых деградирующими снеж-

¹ В бассейне Баксана [Кортун, 1974] таяние ледников давало среднегодовое приращение стока 1-2%, на Алтае [Ивановский, 1967] — 2-5%.

никами и эмбриональными ледниками, многие водотоки не носят строго оформленного руслового характера. По существу, это водотоки временные, постоянно меняющие свое местоположение. В периоды активизации таяния они выносят концентрированный материал на равнины, формируют сливающиеся конуса выноса, в конечном счете образующие зандровые поля.

В то же время междуречья, где дольше сохраняется мерзлота и господствует плоскостной смыв, в периоды повышения глобальной температуры несут на своей поверхности плащ так называемых покровных суглинков, приобретающих с течением времени специфический облик. Вследствие иссякания поверхностных водных запасов эти суглинки подвергаются выветриванию и воздействию капиллярной каймы, что придает им облик лёссовидных, хотя первоначальное их появление может быть связано с чисто флювиальными процессами. Недаром эти суглинки имеют преемственные литологические связи с мореноподобными образованиями погребенных верховий долин и зандровыми накоплениями конусов выноса временных водотоков.

Таким образом, главная масса обломочного материала в начальные периоды повышения глобальной температуры и активизации стока концентрируется вдоль унаследованных ложбин стока, а меньшая его часть сосредоточивается на равнинах и склонах междуречий. Значительная часть обломочного материала проносится вздувшимися крупными водотоками на небольшое расстояние от мест поступления в русло и осаждается в виде толщ повышенной мощности там, где создаются локальные условия подпора полых вод и возникают местные базисы эрозии и аккумуляции.

Рассмотрим в этой связи историю долины р. Волги в ее заведомо внеледниковом среднем течении, опираясь при этом на фактический материал [Москвитин, 1958] по строению ее аллювия у Жигулей, в районе от Ульяновска до Куйбышева. По материалам многих исследователей, заложение гидрографической сети относится здесь к периоду после регрессии палеогенового моря и поднятия обширного региона, в том числе Жигулевской структуры. Древние врезы Волги, Усы и Сока здесь погребены под глинистыми осадками повышенной мощности (до 250 м). Вполне возможно, что долины рек представляли собой цепочку сопряженных озер, соединенных протоками. В озерных расширениях накапливались толщи монтмориллонитовых глин с остатками пыльцы таких древесных, как кипарис, тсуга, магнолия, мирт, наряду с дубом, орешником, буком, вязом, сумахом и каштаном. По-видимому, в данном случае можно говорить о том, что климат прилегающих к рекам и озерам территорий был экзотическим по сравнению с современным и характеризовался высокими среднегодовыми температурами и повышенной сезонной увлажненностью. Об этом же отчасти свидетельствует и монтмориллонитовый (а не гидрослюдястый) состав глин.

Более поздние геологические образования Куйбышевской области,

так называемые кинельско-акчагыльские, отличаются своей принадлежностью к морским и опресненным бассейнам, которые в последующем исчезли и в толщу отложений которых началось врезание собственно Волги. Представлены акчагыльские осадки черными глинами, вверх по разрезу сменяемыми зеленовато-серыми песками. Акчагыльский бассейн, занимавший обширные пространства территории, оставил здесь свои последние следы в виде так называемых сыртовых глин. Для всех этих отложений (кинельско-акчагыльских) свойствен спорово-пыльцевой спектр, в котором наряду с пихтой, елью, сосной, березой, ольхой и ивой встречаются тсуга, кипарис, болотный кипарис, граб, вяз, липа. Можно предположить, что если климат и начал изменяться в сторону похолодания (исчезли магнолия и миртовые), то весьма медленно, так как плиоценовые экзоты, такие, как тсуга, кипарис и другие, еще не были вытеснены более холодолюбивыми видами.

Следовательно, в ранние этапы верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена территория отличалась теплым, сезонно влажным климатом без каких-либо признаков, даже на весьма далекой периферии, бореальных условий, а равнинные условия местности способствовали широкому развитию озер, соединенных реками, отлагавшими в расширениях долин повышенные мощности аллювия.

В нижнем же плейстоцене во время так называемого апшеронского века и наступления геократического периода сформировалась пятая терраса Волги, самая высокая и древняя, ознаменовавшая начало оформления мощного линейного водотока, сохранившегося до наших дней. Пятая терраса прослеживается в современной долине реки в виде полосы вдоль левого борта. Ширина долины на уровне этой террасы у сел Майны, Федоровки и Владимировки 6-7 км, высота террасы у с. Белый Яр (выше Куйбышева) - от 94 до 109 м. Аллювий террасы представлен в нижней, базальной части песком с галькой, выше залегают железенные супеси, суглинки и зеленовато-серые пески с прослоями иловатых глин. В составе песков встречаются окатыши кинельских глин, что свидетельствует о размыве последних. Общая мощность отложений пятой террасы (по данным бурения) предположительно 95-100 м, состав спорово-пыльцевого спектра, свойственного отложениям террасы, таков: тсуга, тисс, орешник, граб, дуб, липа, пихта, ель, сосна, береза, ольха. По-видимому, климат прилегающей территории отличался повышенной увлажненностью и был теплым. Региональное и локальное повышение мощности аллювия можно объяснить не столько повышенным стоком, сколько подпором со стороны близко расположенного и временами трансгрессировавшего моря и местными локальными тектоническими влияниями.

Четвертая надпойменная терраса имеет высоту до 62-72 м (с. Белый Яр). Это самая широкая терраса реки и всех ее притоков, она протягивается непрерывной полосой в 10-15 км шириной вдоль левого борта долины. Чаще всего аллювий образует два яруса, наложенных друг на друга. Нижний ярус сложен крупнозернистыми

песками с многочисленной галькой в базальном слое. В составе гальки здесь, как и в аллювии пятой террасы, преобладают местные породы (кремни, мергели, известняк, кварц, мел, опоки), северных пород здесь нет. В средней части яруса пески сменяются выше по разрезу илами. Общая мощность отложений нижнего яруса не превышает 30 м. Спорово-пыльцевой спектр: дуб, вяз, липа, орешник, наряду с елью, сосной, березой, ольхой, что свидетельствует о выпадении экзотов (тсуги, кипариса) и, вероятно, об изменении климата в сторону некоторого похолодания при сохранении сезонной увлажненности. Верхний ярус отложений представлен внизу песками, сверху — супесями и суглинками. Максимальная мощность верхнего яруса может достигать местами 100 м. Спорово-пыльцевой спектр: дуб, вяз, орешник, липа, пихта, ель, сосна, береза, ольха, т.е. сходный с толщей нижнего яруса. Общая повышенная мощность аллювия террасы может быть объяснена теми же причинами, что и у самой древней, пятой, террасы, т.е. влиянием подпора и локальных тектонических движений.

Третья надпойменная терраса Волги имеет очень ограниченное распространение в долине, высота ее 28–43 м (с. Белый Яр). Аллювий террасы представлен сверху вниз бурой глиной мощностью около 12 м, песком серым мелкозернистым мощностью до 1 м и песком серым среднезернистым с галькой видимой мощностью до 5 м. Общая мощность аллювия, по-видимому, находится в пределах нормы (около 20 м). Спорово-пыльцевой спектр — пихта, ель, сосна, береза, ольха, ива, — свидетельствует о существенной редукции широколиственных пород, что может говорить в пользу дальнейшего похолодания климата территории.

Важно подчеркнуть, что это похолодание, начавшееся еще в эпоху формирования четвертой надпойменной террасы реки, достигло максимума во время образования третьей террасы. Возможно, это время в Северном Прикаспии, вне долины Волги, ознаменовалось [Марков и др., 1965] накоплением сингильских слоев, представленных темноокрашенными иловатыми глинами, содержащими пресноводную фауну моллюсков. В этих глинах наряду с представителями степной и луговой флоры (волго-ахтубинские разрезы) обнаружены элементы таежной растительности, такие, как карликовая береза и др. Кроме сингильских слоев, к несколько более позднему времени этой же эпохи, возможно, следует относить так называемый ательский горизонт; на склонах возвышенностей ательские суглинистые отложения постепенно переходят в лёссовидные суглинки. В Нижнем Поволжье ательские отложения содержат спорово-пыльцевые спектры степного типа с обилием пыльцы галофитов, в верхней их части появляются пыльца и споры лесных растений. Возможно, это связано с большим увлажнением территории в конце ательского века.

Вторая надпойменная (хвальнская) терраса Волги имеет высоту от 17 до 22 м и нацело сложена нормальным двуучленным аллювием, представленным (с. Табаево) илом и крупнозернистым

песком, видимая мощность отложений достигает здесь 20 м. Спорово-пыльцевой спектр: пихта, ель, сосна, береза, ольха, но уже с существенной примесью липы — свидетеля начала потепления.

Первая надпойменная терраса Волги (с. Табаево) высотой до 11—12 м также нацело сложена аллювием (ил, песок), вероятно, нормальной мощности (видимая мощность 8 м), спорово-пыльцевой спектр — дуб, вяз, орешник, липа, ель, сосна, береза, ольха — свидетельствует о прогрессирующем потеплении климата окружающей территории.

Современный аллювий поймы Волги (высота до 9 м) сложен близкой к норме по мощности толщей (около 20 м), представленной песками с галькой в базальном слое. Как известно, Средняя Волга входит в пояс лесов, где наряду с хвойными широко представлены и широколиственные, и мелколиственные породы. Иными словами, период формирования современного аллювия мало отличается по климатическим условиям от эпохи образования первой террасы.

Следовательно, в истории долины Волги можно выделить три характерных этапа: 1) ранний, отличавшийся весьма теплым и сезонно влажным климатом, когда на территории произрастали леса в основном широколиственного типа с существенной примесью тепло- и влаголюбивых экзотов и когда русло реки неоднократно испытывало подпор со стороны водоприемного бассейна (на уровне пятой и четвертой надпойменных террас), находившегося близко, а также влияние тектонических движений, способствовавших опусканию русла на отдельных участках и формированию толщ аллювия повышенной от нормы мощности; 2) средний, отличавшийся постепенным похолоданием климата с сохранением высокой увлажненности в течение периода образования третьей надпойменной террасы, когда Средняя Волга не испытывала подпора водоприемного бассейна, хотя от места к месту сохранилось влияние локальных тектонических движений (колебания высоты террасы от 28 до 43 м и мощностей аллювия); 3) поздний (включая современность), характеризующийся потеплением, охватившим эпоху формирования второй террасы и сохранившимся в общих чертах до настоящего времени; влияние тектонических движений от места к месту продолжало сказываться в колебаниях высот террас и мощностей аллювия.

Как видно, в среднем течении Волги в строении аллювия и высотах террас, начиная с третьей надпойменной, не прослеживается периодичность колебаний уровня водоприемного бассейна, столь характерная для раннего этапа истории реки. Можно не без основания предполагать, что периодика террасообразования, развитие растительности как, в известной мере, показателя эволюции климата, характер мощностей и состава аллювия — все эти факты в совокупности дают право трактовать историю развития Волги как историю постепенных, то нарастающих, то спадающих колебаний объема стока. Ранний период развития реки отличался, по-видимому, большим суммарным стоком, чем поздний и особенно сред-

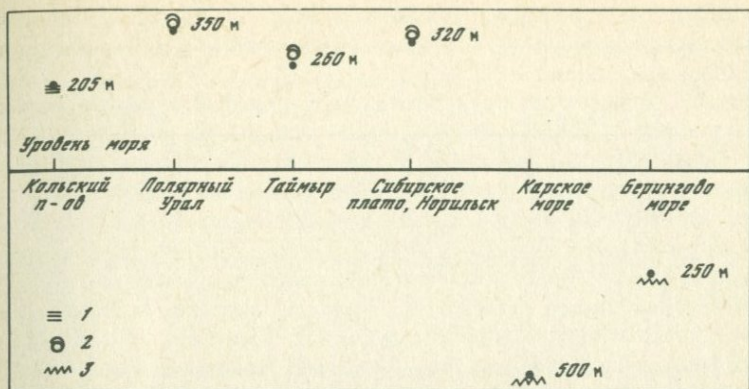
ний, излишки воды сбрасывались в Каспий очень постепенно, что можно связать со столь же постепенным таянием мерзлоты, наледей и горных ледников.

Ранний этап, очевидно, характеризовался полным отсутствием перигляциальных условий и большим воздействием подпора со стороны Каспия, тогда как поздний — полным отсутствием этого воздействия, а средний — еще и преобладающим влиянием перигляциальных условий. В то же время климатические реконструкции не дают веских оснований для того, чтобы трактовать колебания стока Волги как исключительно зависимые от оледенений и их деградации. Во-первых, если в эпоху образования третьей террасы и прослеживается существенное похолодание на прилегающей территории, то только в тех пределах, которые возможны без всякого оледенения. В эту эпоху на территории широко представлены мелколиственные и хвойные леса. Во-вторых, мощности аллювия второй (так называемой хвалынской) и первой надпойменных террас в долине средней Волги не дают оснований говорить об исключительном влиянии талых вод ледника, деградирующего в эпоху потепления.

Если же встать на позицию представлений взаимосвязи стока Волги через Каму с осциллирующим время от времени горным оледенением Урала, а через Шексну и Тверцу — с горным оледенением Скандинавии, а также о том, что в холодные и теплые эпохи на Северных Увалах и других промежуточных междуречьях происходило накопление и таяние мерзлоты и снежников, а в прилегающих долинах — наледей, то необходимости в "ледниковой" обусловленности стока Волги не возникает, так как все объясняется относительным замиранием стока в холодные эпохи (третья терраса) и его активизацией в теплые и влажные эпохи (вторая и первая террасы). Ранние этапы эволюции долины Волги и ее водоприемника — Каспия — необходимо в таком случае связывать с колебаниями уровня моря и повышенным увлажнением всего бассейна Средней и Верхней Волги в условиях весьма теплого и влажного климата.

При указанном допущении причинно-следственных связей стока Волги и колебаний уровня Каспия все равно остаются открытыми следующие вопросы. Почему, если допустить консерватизм влияющих на климат внеземных причинных факторов, в истории плейстоцена происходили неоднократные расширения и пульсационные осцилляции горных ледников Урала и Скандинавии с выходом ледовых языков на большое расстояние от центров оледенения? Почему, если допустить правомочность нашей гипотезы, в истории плейстоцена наблюдались периодические похолодания климата (аналог такого похолодания имел место в малую ледниковую эпоху Европы)? Наконец, с чем были связаны в разные этапы развития собственные колебания водоприемного для Волги бассейна — Каспия?

При постановке всех этих вопросов, как видно, климатическим



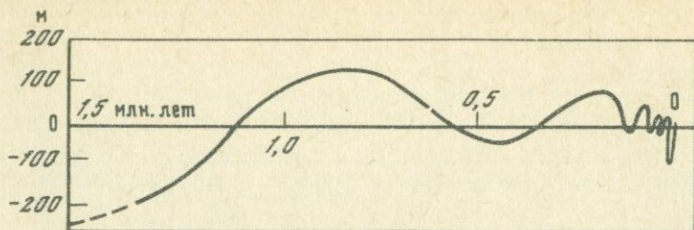
Р и с. 2. Положение морских кайнозойских (N-Ps) образований относительно современного уровня моря [Суздальский, 1976]

1 — морские осадки; 2 — морские раковины; 3 — береговая линия; цифры — высота (глубина) над (под) уровнем моря

колебаниям отводится роль следствия, тогда как причины трансгрессий и ритмики климата необходимо искать в действующих силах иного, большего порядка. В этой связи напомним факты, приводимые О.В. Суздальским [1976], о поднятиях и опусканиях берега Ледовитого океана в плейстоцене. Эти, по своей природе тектонические, проявления имели место на всем протяжении северного побережья от Белого до Берингова моря, причем отличались разной интенсивностью и амплитудой движений (рис. 2). Недостаток и разрозненность фактов, обоснованных бурением в пределах великих равнин, таких, как Молого-Шекснинская, Ильменская и др., не дают пока возможности говорить о площадях континента, покрываемых трансгрессирующим океаном. Однако факты присутствия морских осадков в районе Мги под мореноподобными отложениями, а также обнаружение подобных же отложений в Ильменской впадине лишь подтверждают возможность весьма далекого проникновения морских вод на юг.

К этим материалам имеется возможность добавить данные А.Н. Ласточкина (1977), который на основании анализа эволюции рельефа дна Карского моря в плейстоцене составил график колебаний уровня стояния этого бассейна. На рис. 3 видно, что максимальная трансгрессия Карского моря происходила в период около 1,1 — 0,6 млн. лет назад (уровень стоял на 120–140 м выше современного), вторая крупная и продолжительная трансгрессия (0,35–0,25 млн. лет назад) — позднесреднеплейстоценовая по времени — достигла уровня 80–100 м над современным. В последние 100 тыс. лет наблюдались лишь все затухающие малые трансгрессии со все более упорядочивающимся периодом проявления.

По хорошо аргументированным данным Б.И. Кошечкина [1975], голоценовые колебания уровня океана в районе Кольского полуост-



Р и с. 3. Кривая колебаний уровня Карского моря [Ласточкин, 1977]

рова (Белого и Баренцева морей) имели периодический регрессивно-трансгрессивный характер, что можно связывать только с движениями земной коры. Проиллюстрируем это отдельными примерами, заимствованными у названного автора: 1) в долине р. Туломы получена датировка (9490 ± 100 лет) раковин, перекрытых датированными морскими осадками (8980 ± 180 лет); 2) в устье р. Малой Кумжевой и к востоку от устья р. Сосновки обнаружены погребенные под молодыми морскими осадками (мощностью до 0,5 м) неолитические памятники, датированные временем 4170 ± 70 и 4300 ± 70 лет назад. Памятники этого времени в долине р. Паз лежат на высоте 11 м и не перекрыты морскими осадками. Как видно, для Кольского полуострова от места к месту свойственны разные по амплитуде, разнознаковые и разновременные в течение голоцена движения земной коры. Это, очевидно, говорит о большой подвижности береговой линии океана на севере, а также о том, что амплитуда перемещений в плейстоцене могла быть значительно большей.

Материалы А.Н. Ласточкина и О.В. Суздальского по Ледовитому океану, как и материалы А.А. Свиточа [1976] по Каспийскому морю, дают право предполагать большую, а подчас и решающую роль тектонических движений в развитии длительных, крупных трансгрессивных и регрессивных стадий. Так, А.А. Свиточ, опираясь на данные термолуминесцентного датирования, отмечает, что, по-видимому, бакинская трансгрессия начиналась около 500 тыс. лет назад, хазарская — около 300 тыс., хвалынская — около 70 тыс. лет назад. Первые две цифры по Каспию вполне согласуются с данными по Ледовитому океану. Кстати, сказать, многие маститые исследователи Каспия [Зубаков и др., 1974; Леонтьев и др., 1976; Рычагов, 1977] начало хазарской трансгрессии более или менее согласно относят ко времени 350–300 тыс. лет назад.

Таким образом, похолодание климата на севере ЕТС нужно связывать прежде всего с изменениями соотношений суши и моря в геократический этап Н.М. Страхова [1948] и с воцарением здесь морского бореального климата типа современного Гренландского, что и обуславливало осцилляции ледовых языков и вечной мерзлоты.

Собственные же колебания Каспийского моря в ранние этапы

плейстоценовой истории есть основания связывать с тектоническими движениями в бассейне этого, по-видимому, умирающего бассейна [Лебедев и др., 1973]. Какие же имеются основания для подобного рода соображений? Известно, что в пределах акватории современного Каспия, в его южной части, имеется четко выраженная изостатическая аномалия [Артемьев, 1966], достигающая - 40 мГал. Такая большая величина отрицательной аномалии свойственна лишь части Индийского океана. Можно предполагать, что опускания дна Каспийского моря, сопровождаемые локальными поднятиями его берегов, имеют место до сего дня, что подтверждается последними землетрясениями. В то же время сейсмическое зондирование в пределах акватории Каспия, особенно в северной, платформенной ее части [Лебедев и др., 1976], показывает большие мощности осадков, налегающих на слой базальтов. Это свидетельствует о том, что в истории Каспия наблюдается необратимое сужение ореалов прогибания, т.е. естественное умирание бассейна, поскольку по современным данным гравиметрии зона активного опускания здесь сократилась и весь Северный Каспий вышел из прогиба.

Можно предположить, что древние трансгрессии моря, имевшего куда большие размеры по сравнению с современным бассейном, обуславливались в основном тектоническими причинами, конечно, в совокупности с климатическими влияниями. В периоды тектонического покоя наблюдались климатообусловленные мелкие колебания его объем, в периоды опускания дна - падение уровня, несмотря даже на то, что в этот этап Волга могла поставлять повышенное количество воды.

Рассмотрим факты плейстоценовой истории Верхней Волги [Разрезы отложений..., 1977] (табл. 1).

На основании имеющихся фактов нетрудно установить, что климатические условия Центра Русской равнины на протяжении всего плейстоцена хотя и отличались от современных, но оставались континентальными. Колебания климата выражались в периодическом нарастании континентальности (резко континентальный климат) и ее ослаблении (континентальный климат). При этом нарастание континентальности сопровождалось уменьшением количества осадков, что, естественно, не могло способствовать оледенению покровного типа в пределах самого Верхневолжского района. Об этом же свидетельствует тот факт, что на территории во все выделенные этапы осадконакопления произрастала растительность сходного доминантного облика.

С другой стороны, если проанализировать геолого-геоморфологические данные [Геоморфология и четвертичные отложения..., 1969; Разрезы отложений..., 1977], можно заметить, что ледниковые отложения плащеобразно перекрывают коренные породы главным образом в низинах, тогда как на склонах и поверхности Клиско-Дмитровской и особенно Среднерусской гряд эти отложения выклиниваются. Следовательно, здесь ледник не покрывал

Таблица 1

Сопряженная характеристика сводного разреза плейстоценовых отложений оз. Неро (по [Разрезы..., 1977] и материалам З.А. Алешинской)

Интервал опробования, м	Отложения	Обобщенная характеристика растительности и периода	Гидроклиматическая характеристика
0-8	Суглинок, песок	Сосново-березовые леса	Среднегодовая температура - 3-7°С, осадки
8-45	Песок	Сосново-березовые леса с существенной примесью широколиственных пород (дуб, вяз, лещина, липа и др.)	- 500-700 мм/год
45-47	Суглинок	Сосново-березовые леса	
47-51	Мергель	с весьма существенной примесью широколиственных пород; повышенное содержание в грунтах CO ₂ и CaCO ₃	
51-52	Суглинок		
52-78	Ленточные глины, суглинки	Сосново-березовые леса с малой примесью широколиственных пород (липа, лещина)	
78-89	Валунно-галечный материал	Сосново-березовые леса с незначительной примесью липы	Флювиальный период
89-103	Морена	Сосново-березовые леса с единичной примесью липы	Ледниковый период
103-116	Валунно-галечный материал	Сосново-березовые леса	Флювиальный период
116-129	Морена	Елово-сосновые, березовые леса	Ледниковый период
Мезозойская глина (триас)		Морской режим	

Примечание. В настоящее время на территории господствуют сосново-березовые леса с существенной примесью широколиственных пород от дуба до липы, среднегодовая температура 2,5°С, осадки 550 мм/год.

дневную поверхность сплошь, а проникал на исследуемую территорию в виде языков. Проникновению языков льда из Скандинавского центра на исследуемую территорию способствовали [Горецкий, 1972] имеющиеся в рельефе транзитные понижения коренного ложа от Онежского озера на юг - юго-восток в направлении на Рыбинское водохранилище (абс. высоты от 40 до 120 м) или от Ладонского озера на юг вдоль ложбины, освоенной р. Волхов (абс. высоты от -40 до 0 м).

Верхневолжская низина по структурно-тектонической приуроченности относится к медленно, длительно и устойчиво погружающейся части Московской синеклизы. В речных долинах Верхневолжской низины, считающейся областью московского оледенения, обычно наблюдаются три надпойменные и пойменная террасы, исключая более древнюю террасовидную поверхность междуречья, сложенную коренными породами и не несущую ни аллювия, ни морены. Самая верхняя из заведомо надпойменных террас, несущих аллювий, - третья, относительная высота ее в долине Верхней Волги 30-40 м. Сложена она преимущественно песками, в верхней части суглинками и супесями, залегающими на более древних, как правило, дочетвертичных отложениях или уже морене.

Мощности аллювия террас¹: высокая пойма - 16 м, I терраса - 16 м, II терраса - 7 м, III терраса - 13 м. Существенную, недостающую до нормы часть разреза (уступа) II и III надпойменных террас занимает морена (от 3 до 8 м), тогда как I терраса и высокая пойма вложены в дочетвертичные отложения. Поскольку мощность аллювия наименьшая у II террасы, можно говорить, что в этот период на территории господствовали мерзлотно-ледниковые условия, начавшиеся еще в предыдущий этап террасообразования, и сток был мал. Сток, а следовательно, и ландшафтные условия стали нормальными в последующие этапы террасообразования (I терраса и высокая пойма).

На основе этих разрезов можно предполагать, учитывая датировку II террасы у ручья Долгополк (моренные суглинки с обратной намагниченностью - 281-314 тыс. лет назад), что вторжение в Ярославское Поволжье одного среднеплейстоценового (а предположительно и двух) языка Скандинавского ледника действительно имело место. Проникновение его происходило по структурным понижениям рельефа и долинам рек, хотя, очевидно, лед покрывал и часть междуречий, таких, как Даниловско-Грязовецкая, Борисоглебская возвышенности и частично склоны Клинско-Дмитровской гряды.

Этот вывод подкрепляется данными [Разрезы отложений..., 1977] гранулометрии: в базальном слое III террасы средневзвешенный диаметр частиц $d = 0,079$ мм (сток наиболее интенсивен),

¹ Нормальная мощность аллювия Верхней Волги, учитывая максимальный подъем уровня до 10 м и максимальную глубину, в среднем равную 6 м, составляет 16 м.

в верхней ее части — 0,044 мм; в базальном слое II террасы — 0,048 мм, в верхней части — 0,031 мм. Если учесть закономерное измельчение аллювия в каждом разрезе террас снизу вверх, это свидетельствует о происходящем с течением времени уменьшении транспортирующей способности потока, отраженной в наносе.

Итак, во-первых, оледенение Центра Русской равнины действительно носило интразональный характер и было связано с проникновением ледниковых языков из Скандинавского центра к югу вдоль древних структурных понижений рельефа. Во-вторых, климат собственно Центра Русской равнины, будучи в периоды похолоданий резко континентальным, не мог способствовать развитию покровного ледника, в то же время он облегчал и проникновение, и сохранение транзитных ледниковых языков внутри района. В-третьих, ледниковые языки прорывались на Верхнюю Волгу по крайней мере один раз (возможно, два раза), и это происходило в период максимального похолодания в среднем плейстоцене. Последнее синхронно фиксируется в ряде районов СССР [Разрез..., 1971, 1973, 1976, 1978; Зорин и др., 1964; Грошенкова и др., 1960] и условно может быть аналогизировано с большой среднеплейстоценовой ледниковой эпохой Мира, так как в этот же период прослеживается рост горных ледников Альп и Северной Америки [Ричмонд, 1974].

ФАКТОРЫ ОСАДКОАККОПЛЕНИЯ

Грошадное значение в подготовке подстилающих пород к переносу ледником или ледниковыми водами играет морозное выветривание. Наблюдения Г.Д. Рихтера [1948] и его сотрудников показали, что снег создает условия для интенсивного выветривания почвогрунтов вследствие того, что их температура на границе двух сред — снег — почва близка к нулю и часто переходит через 0°. Снег не является, как считали раньше, теплоизолятором в полном смысле этого слова. Это его свойство нарушается теплообменом между различными горизонтами за счет диффузии в соответствии с законом упругости водяных паров, мигрирующих от более теплых, глубинных, к более холодным, поверхностным, горизонтам [Тушинский, 1949]. При этом происходит нагревание поверхностных слоев и охлаждение глубинных. Интенсивность и глубина проникновения теплообмена под влиянием колебаний температуры воздуха и особенно при смене положительных и отрицательных ее значений при разной мощности снеговой толщи различны.

Среднее проникновение теплообмена на снежниках Кавказа достигает 40–50 см при мощности толщи снега 70 см [Тушинский, 1951; Гуртовая, 1960]. Явление теплообмена в снежной толще создает условия для периодического смерзания почвы, тем самым разрушаются и разрыхляются грунты. Особенно интенсивно идет этот процесс в условиях развития скальных грунтов, т.е. там, где располагаются ледники. Это обстоятельство дало возможность

Таблица 2

Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) снежников с 30.V по 20.VIII 1964 г. [Чигир, 1964]

Глубина, м	30.VI	10.VII	20.VII	31.VII	10.VIII	20.VIII
Поверхность снега	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,5	-1,3	-0,2	-0,1	0,0	0,1	-
1,0	-4,1	-2,2	-0,9	-0,2	-	-
1,5	-9,7	-6,7	-	-	-	-
Контакт снег - грунт	-15,9	-13,8	-8,7	-3,7	-0,1	0,0

Г.Д. Рихтеру и Г.К. Тушинскому предположить, что значительная часть форм высокогорного рельефа создана нивальными процессами.

По наблюдениям В.Г. Чигиря [1964], на архипелаге Северная Земля нулевые температуры не проникают в снежную толщу глубже 0,5-0,7 м. На этой глубине образуются корки инфильтрационного льда, тогда как ниже их грунт имеет отрицательные температуры все лето (табл. 2). Это свидетельствует о слабом проникновении теплового потока в условиях низких температур воздуха (средне-месячные температуры на архипелаге: июнь -1,1, июль +1,4, август +0,6, сентябрь -4,3 $^{\circ}\text{C}$). Однако роль снежников проявляется не только в затруднении теплообмена. В.Г. Чигир отмечает, что у края снежника за период с июня по август было зафиксировано 140 переходов температуры поверхности грунта через 0°C , т.е. в среднем дважды в сутки. Ежедневное оттаивание - промерзание грунта в приснежниковой (или приледниковой) зоне - вызывает измельчение обломков на поверхности. Таяние же снежников способствует водному переносу обломочного материала вниз по склону. Данные А.И. Гусева [Колосов, 1947] по району Хараулах позволили установить, что трогообразные формы долин, на днищах которых сформировались "псевдоморенные" толщи, созданы осыпными, солифлюкционными и эрозионными процессами.

К.К. Марков [1946] приводит по самым различным районам Советского Союза данные, которые показывают, что у борта долины и ледника (на границе лед - скала) рыхлый материал образует ступень на склоне - береговую морену. По мере таяния ледника эта граница опускается. На новом месте вновь возникает береговая морена. На склонах долины формируется целый ряд ярусно расположенных ступеней. Замечено, что особенно интенсивно процессы выветривания идут на склонах южной экспозиции. Здесь моренные ступени более мощные.

Необходимо напомнить, что с продвижением ледника из областей зарождения ледоёма движущаяся масса льда может захватывать толщи рыхлых, в том числе выветрелых, образований, подготовленных в предшествующие периоды субэдральным выветриванием. Недаром

многие ледниковые образования — изначально существенно глинистые, пестроокрашенные, с большим содержанием железистых вторичных минералов и нацело лишенные признаков органической жизни.

Эти факты не позволяют связывать образование береговой морены с чисто ледниковым экзарационным воздействием. Наоборот, факты говорят, что материал, пошедший на сооружение береговой морены, никогда не был ледниковым, а привнесен на ледник извне.

В сводной работе "Оледенение Памира" Р.Д. Забиров [1955] на основе прямых наблюдений и ряда оригинальных экспериментов пришел к выводу о том, что одни участки на поверхности ледника понижаются быстрее других. Это объясняется разной мощностью моренного чехла, прикрывающего чистый лед, и определяет разную скорость его таяния. Поэтому поверхность ледника обычно неровная, пересеченная трещинками и руслами временных водотоков, перераспределяющих моренный материал. В результате в краевой части ледников Памира формируются "покровные" чехлы, покрывающие лед в виде абляционной морены на расстоянии 5–6 км и более от края (рис. 4).

Выше области сплошного моренного чехла на поверхности ледников участки чистого льда чередуются с полосами моренного материала. Моренные гряды и холмы имеют высоту до 5 м. Многие высокие холмы имеют ледяное ядро. Моренные холмы сформированы материалом, имеющим разные источники питания. Отмечается присутствие эоловой пыли, оседающей на лед. Протаивая в лед, этот пылеватый материал смешивается с грубообломочным, поступающим на ледник со склона. Наблюдения показали, что обломки гранита размером до 10–15 см свободно втаивают в лед. В обломочном материале ледника хорошо отличается песок, слои которого имеют мощность от 3 до 10 см. Этот песок несет признаки водной обработки: он хорошо отсортирован, хотя окатанность зерен и невысока.

Характерным элементом ледниковых отложений на Памире можно считать глину, вытянутую на контактах слоев льда. Она и по составу, и по цвету резко отличается от суглинков поверхностной морены и представлена тонкой вязкой разновидностью палевого цвета с редкими включениями зерен кварца 1,5–2 мм в поперечнике. По образному выражению Р.Д. Забирова, это ледниковая "мука" — образование, возникшее из обломков горных пород, выветрелых до состояния пылевой дресвы, протаявших в лед на месте выветривания или перенесенных поверхностными потоками в трещины.

Таким образом, морены на ледниках Памира, которые, конечно, не являются исключением из правила, изначально формируются за счет склоновых обломочных накоплений, составляющих валунную морену, и суглинков, накапливающихся в процессе поверхностного выветривания коренных пород и их обломков; к суглинкам добав-



Р и с. 4. Моренная гряда в концевой "омертвелой" части ледника (под чехлом морены — мертвый лед). В присклоновой части прослеживаются конусы выноса склоновых потоков обломочного материала. Фото Ю. Книжникова

ляется воздушная пыль. Они и формируют вторую, главную, составляющую отложений ледникового типа — глинистый заполнитель.

Заполнитель постоянно пополняется за счет вытаивания поверхностной морены, разрушающейся в ходе выветривания. И наконец, в морене всегда присутствует песок, переносимый на ледник со склона временными водотоками.

Сочетание глинистого заполнителя, валунно-галечной и песчаной фракции в предположительно ледниковых отложениях можно проиллюстрировать материалами по Московской области (с. Горки, Можайский р-н). Следует особо подчеркнуть, что в приводимом разрезе опробованы горизонты мореноподобных и залегающих между ними отложений. Как видно из табл. 3, в отложениях предположительно ледникового комплекса (два мореноподобных и два промежуточных слоя) данного разреза наблюдается определенная сортировка обломочного материала в зависимости от его принадлежности к мореноподобным или межморенным образованиям. Так, галечно-валунная составляющая в верхней морене (фракция более 1 мм) колеблется от 0 до 8,3%, тогда как в межморенных песках она достигает величин от 5,4 до 43,1%. В нижней морене эта же фракция

Таблица 3

Гранулометрический состав (%) комплекса гетерогенных, предположительно ледниковых отложений, залегающих в едином разрезе (с. Горки, Можайский р-н)

Разрез (сверху вниз)	Фракция, мм,				
	> 5	5-1	1-0,25	0,25-0,1	< 0,1
Морена	6,6	1,7	6,6	4,9	80,2
"	3,7	3,7	5,5	22,2	65,9
"	-	-	-	0,3	99,7
"	4,9	2,5	6,1	4,9	81,6
Пески	16,0	27,1	14,3	14,9	28,3
"	1,8	10,7	28,6	23,2	35,7
"	3,4	2,0	15,5	28,2	50,8
Морена	0,1	0,2	5,0	0,2	94,5
"	1,7	3,4	10,0	13,4	71,5
Глины	-	-	-	-	100,0

составляет от 0,3 до 5,1%. Нижележащие глины полностью лишены песчаного заполнителя.

Предположительно моренные отложения содержат фракции меньше 0,1 мм свыше 65%, в то время как моренные пески — не свыше 50%. Следовательно, повышенное содержание мелких фракций в моренных суглинках — достаточно характерный признак.

Наиболее показательный признак моренных отложений — смешение тонкого и грубого материала, что всецело зависит от смешанного характера их поступлений: со склонов, из воздуха, из водотоков, путем протаивания. Таким образом, в изначальной толще морены присутствуют реликтовые выветрелые, склоновые, золотые и водно-ледниковые отложения. В этом смысле можно считать, что типичная морена включает отложения разного генезиса, прошедшие тот и иной цикл ледниковой переработки. Обломочный материал, поступающий на ледник, транспортируется им до краевой части, т.е. до той границы, до которой распространяется оледенение данной эпохи. В краевой части, где при остановке льда начинается его таяние, формируется сложный комплекс конечных ледниковых образований, слагающих самые различные формы.

Следует особо оговорить, что поскольку в краевой части оледенения в поперечном сечении ледника возможно существование нескольких каналов стока, располагающихся этажно, друг над другом, то в "мертвом" разрезе это найдет отражение в чередовании нескольких моренных и межморенных горизонтов. Постоянные осцилляции края ледника, разные по продолжительности и рельефообразующему значению, также приводят к чередованию в разрезе нескольких моренных и межморенных горизонтов.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

В связи с особенностями движения и факторов осадконакопления находится и рельефообразующая деятельность ледников. Вопрос о рельефообразующей деятельности ледников являлся предметом обсуждения многих исследователей. Но, к сожалению, до настоящего времени нет еще достаточно утвердившегося мнения о значении ледника в преобразовании рельефа. Однако все большее число ученых склоняется к мысли о незначительной экзарационной работе ледника. К.К. Марков в ряде работ [1941а,б, 1946, 1947] сделал достаточно полный разбор мнений по этому поводу. Исключив малообоснованную точку зрения о сильном непосредственном воздействии ледника на подстилающие породы, представляется возможным сделать один вывод — ледники сглаживают некоторые неровности склонов и днища долин, ранее созданные эрозией. Ледники расходуют свою энергию на полировку и отделку существовавшего до них рельефа. П.А. Шумский [1947] подчеркивает, что общая эрозионная деятельность ледников не очень существенна и связана со скольжением по ложу. Особенно слаба она в ледниковых шапках, ледниках плоских вершин [Авсюк, 1950] и в фирновых бассейнах и усиливается в долинных потоках. Этим П.А. Шумский объясняет исчезновение типичных форм ледника по выходе из долин на водоразделы. Эта закономерность особенно ярко проявляется в районах с континентальным климатом, в частности в Сибири, где общая активность ледников невелика. Морена часто залегают на рыхлых или даже пластичных осадках коренного ложа, как это неоднократно наблюдал К.К. Марков [1946] на Памире. Об этом свидетельствует сохранность на обширных площадях остаточных кор выветривания на Кольском полуострове [Сидоренко, 1958; Киселев, 1975].

Известное мнение о долинах Альп, на примере которых была разработана умозрительная схема ледникового трога, в последующем отрицалось. Многие исследователи отмечают, что "троговые долины" встречаются в районах, никогда не подвергавшихся оледенению (Греция, Сицилия). По-видимому, эти долины созданы силами, общими как для ледниковых, так и для внеледниковых районов [Луис, 1955].

Альпийская школа гляциологов очень многое дала для понимания механизма образования форм ледникового рельефа. Учение этой школы исследователей об эрозионной деятельности льда нужно отнести к разряду выдающихся. Учет инерционных сил, пропагандировавшихся альпийскими гляциологами, дал возможность Д.М. Колосову [1947] ввести в науку совершенно правильное понятие о складчатых деформациях толщи льда. Д.М. Колосов доказал, что ледники более всего эродуют там, где изменяются направления и скорость их движения в горизонтальной или вертикальной плоскости. Ледник не только эродует свое ложе, но и переносит большое количество рыхлых наносов. Мощность рыхлых накоплений

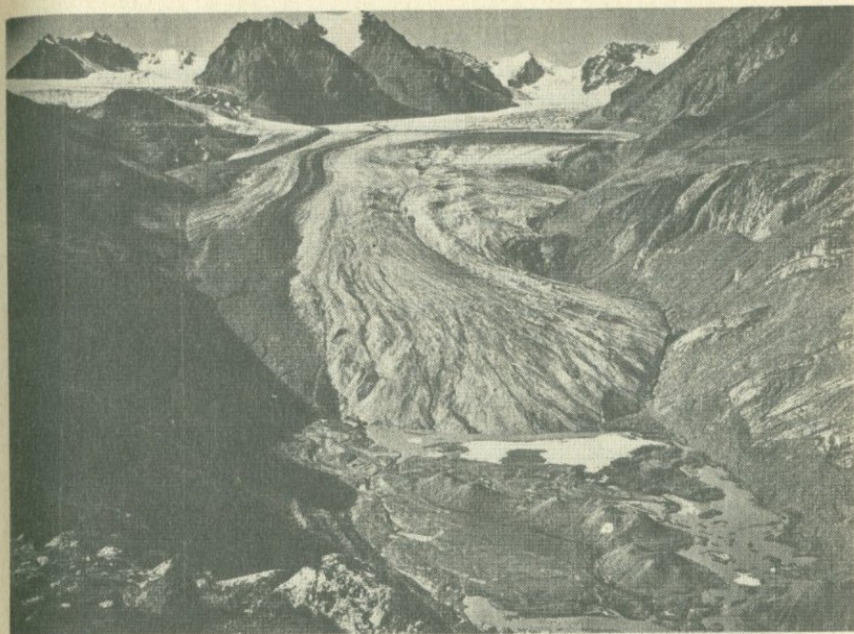
ледника в краевой части достигает десятков метров. Однако количество этого материала всегда будет меньше, чем вынесенного из всех вогнутых форм рельефа, якобы созданный исключительно высокой эродирующей способностью ледника. Последнее противоречие является неразрешимым и дает полное основание считать экзарационную способность ледников весьма умеренной.

В каких же условиях происходит отмирание ледника и сгруживание транспортируемого ледником наноса на подстилающую поверхность? Можно предполагать, что отмирание ледника происходит при следующих условиях. Во-первых, когда в краевой части ледника абляция станет больше местной аккумуляции и транзитного поступления ледового материала из тела ледника. Во-вторых, когда трение в краевой части ледника станет больше инерционного пластического течения и глыбового движения, вместе взятых. В-третьих, когда нагрузка ледника в краевой части непластичным обломочным материалом станет столь велика, что вызовет разрушение льда.

Момент остановки и отмирания ледника в разных пространственных условиях может наступить в разное время. Так, при движении ледника из более холодных в более теплые области, естественно, абляция возрастает быстрее, чем аккумуляция. Следовательно, при прочих равных условиях остановка ледника, надвигающегося на теплые области, произойдет раньше, чем надвигающегося на холодные. В том случае, если ледник надвигается на равнинную, плоскую страну, понижаящуюся в направлении движения льда, остановка и отмирание произойдут при прочих равных условиях позже, чем при надвигании на холмистую страну или равнину с обратным движению льда уклоном. Но даже при наличии самых благоприятных условий существования ледника его движение невозможно, если нагрузка краевой части льда превышает предел сжатия. По данным Г.П. Мазурова [1963], лед теряет способность течь и разрушается при сжатии от нагрузки, большей 30 кгс/см^2 . Приблизительный подсчет мощности рыхлых наносов, разрушающих лед в краевой части при закономерно уменьшающейся к краю ледника мощности льда, показывает величину 250–300 м. Возможно, эта величина — предел мощности толщи, транспортируемой ледником.

Следовательно, остановка ледника и формирование краевой части оледенения для каждого временного отрезка строго обусловлены. А раз так, то ледник сгружает в краевой части те наносы, которые транспортируются им активно (морены) или при помощи сопутствующих оледенению водно-ледниковых потоков. В краевой части формируются многометровые многослойные толщи ледниковых отложений, представленных чередованием морен и водно-ледниковых осадков.

Другой вопрос, который возникает при рассмотрении проблемы рельефообразования в периоды оледенений, состоит в следующем. Если понятны пути и источники питания обломочным материалом в случае долинного оледенения, когда большая часть подстилающей



Р и с. 5. Общий вид ледника Колпаковского с поверхностной (абляционной) и перемытой донной моренами, лимногляциальными отложениями и рекой, вытекающей из-под ледника. Фото Ю. Книжникова

поверхности и склонов не занята льдом, то на первый взгляд непонятно, откуда же берется обломочный материал, обогащающий ледниковые тела Антарктического и Гренландского щитов, гигантских покровных оледенений, почти полностью покрывающих подстилающую поверхность?

Представим себе зарождение оледенения. В определенных благоприятных условиях, как правило в приморских холодных или горных странах, при достаточном и, вероятно, большом количестве атмосферной влаги возникает очаг оледенения. Примеров тому достаточно, если обратиться к горным странам любых широт (рис. 5). Возникающие ледяные поля и эмбриональные ледниковые потоки со всех сторон окружены горными склонами. На поверхность чистого льда постоянно поступает обломочный материал разных генераций — склоновый, эоловый, выветривания, водный. Область оледенения со временем расширяется, формируются ледники долинного типа, а затем подножий. Не приходится сомневаться, что и в этих условиях источники местного питания ледника обломочным материалом сохраняются, изменяется лишь их местоположение. При еще большем разрастании оледенения ледник выходит за равнину. Однако процесс подпитывания ледника обломочным материалом в ходе его пространственной и временной эволюции, ко-

нечно, не нарушается. Исключения составляют лишь ледники антарктического типа, выходящие в океан.

По мере того как в области зарождения ледника источники обломочного материала перекрываются льдом, в краевой его части начинают резче проявляться местные источники питания. Вероятно, поэтому с продвижением от очага зарождающегося ледника роль экзотического материала понижается и увеличивается роль местного обломочного материала. В то же время как в теле ледника, так и на его поверхности постоянно происходит перемешивание обломочного экзотического и местного материала. Причины перемешивания вполне понятны и связаны с процессами течения и глыбового движения льда в леднике, когда верхние слои льда скользят по нижним, особенно захороненным во впадинах. Следовательно, если учитывать пространственно-временные особенности эволюции ледника, накопление в краевой части оледенения более или менее мощных толщ осадков, представляющих собой гетерогенный ряд рыхлых образований, — явление закономерное и объяснимое.

Итак, процессы выветривания на междуречьях (ледоразделах) и склонах, склоновые процессы, поступление на поверхность льда и снега пыли, захват движущимся ледником обломков подстилающих коренных пород — вот поставщики обломочного материала на ледник. Весь этот обломочный материал после определенной и разной переработки ледовыми процессами ледник транспортирует до краевой зоны оледенения, сгружая его в виде моренных холмов и других форм, присущих ледниковому комплексу.

Подведем некоторые итоги.

1. При остановке ледника в краевой зоне оледенения формируются многослойные толщи, у которых при условии сохранности отложений от последующего размыва представлены нижняя, донная, и верхняя, абляционная, морены, разделенные водно-ледниковыми накоплениями.

2. Водно-ледниковые отложения в разрезе краевой зоны оледенения могут присутствовать, но могут и выклиниваться. Так как подледниковый или внутрiledниковый поток может занимать лишь ограниченную часть сечения ледникового тела, то и отложения водного потока локализуются только в пределах канала стока.

На самых последних этапах оледенения, когда широкое развитие получают такие линзы мертвого льда, которые дренируются временными потоками, водно-ледниковые отложения могут быть выдвинуты за пределы края отмирающего ледника и дать начало зандровым полям и линейно-вытянутым флювиогляциальным скоплениям. В ряде случаев место флювиогляциальных отложений занимают лимно-гляциальные, если для этого имеются благоприятные условия.

Обширный фактический материал о составе ледниковых отложений¹ на территории Европейской части Союза ССР приводят И.П. Герасимов и М.М. Жукевич [1939]. Они приходят к выводу о том, что, во-первых, мореноподобные отложения представляют собой наносы полидисперсного типа и, во-вторых, минералогические компоненты распределены в морене очень неравномерно (табл. 4).

Отчетливо видно, что в анализируемых мореноподобных отложениях породообразующими являются мелко- и тонкозернистые пески и алевриты. В зависимости от фракционного состава этих отложений находится и их минералогический состав (табл. 5). При этом характерной особенностью является преобладание кварца. Он абсолютно преобладает во фракциях от 0,5 до 0,05 мм. Сблочки пород, которых в минералогическом составе морены также много, господствуют среди грубо- и крупнозернистых фракций (крупнее

¹ В наиболее полных сводках о современных гляциальных областях пока мало детальных данных о литологии, минералогии и петрографии морен и водно-ледниковых отложений. Поэтому для характеристики этих образований приходится пользоваться материалами, относящимися к, возможно, существовавшему щитовым оледенению ЕТС. В то же время следует постоянно помнить, что генезис гипотетически гляциальных осадков может быть объяснен иными причинами, например воздействием перигляциальных склоновых (мерзлотно-снежных) процессов. Последние частично рассмотрены в настоящем разделе, а частично — в специальных главах. Поэтому в тексте крупнообломочные отложения именуется мореноподобными, а все остальные — водными. Способ образования мореноподобных накоплений склоноформирующими процессами, если исключить гляциальный фактор, рассматривался выше. В отношении водных накоплений, при условии исключения гляциального фактора, необходимо искать источники воды, которая могла переносить и сортировать исходные отложения. Таким источником воды (флюидальным фактором переноса и сортировки обломочного материала) могли быть подземные льды всех генераций, скапливающиеся в мерзлотной зоне, в том числе и перигляциальной. По свидетельству В.В. Заморуева (1977), льдистость сложнопостроенных (склоновых, аллювиальных и др.) мерзлотных образований на Северо-Востоке СССР достигает 50–75, а иногда 100% общего объема рыхлых накоплений мощностью во впадинах перигляциальной зоны до 200 м. Если вспомнить, что мощность рыхлых плейстоценовых отложений во впадинах Европейской части СССР примерно такого же порядка, а верховья большинства долин главного водораздела этой территории заполнены обломочными, валунно-песчаными накоплениями мощностью до 80 м, то аналогии напрашиваются сами собой.

Т а б л и ц а 4

Гранулометрический состав (%) мореноподобных отложений (анализы Трутнева, Казакова, Червинского, Шукевич) [Герасимов, Шукевич, 1939]

Место взятия пробы	Фракция, мм				
	> 1	1 - 0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
Татарово	4,53	5,85	48,32	12,91	28,29
Ленинские горы	4,87	8,05	41,35	12,98	32,79
Черемушки	3,43	5,84	31,59	15,92	43,22
Окрестности Минска	10-75	10-15	43,16	10,88	35,21
Трубчевск (бассейн р. Десны)	15-16	15-16	42,89	12,82	29,03
Божатково, близ Рязани	2,38	8,42	54,08	8,20	26,42
Зеленова	1,01	6,82	39,81	8,87	43,49

0,5 мм). В этих фракциях также много полевых шпатов. В наиболее тонкозернистых фракциях (от 0,01 мм и менее) высоко содержание слюд и отчасти полевых шпатов. Отмечается также высокое содержание глинистых минералов, концентрирующихся во фракции менее 5 мкм, хотя общее их содержание в осадке невелико, так как невелик процент тонкодисперсных фракций. Характерная черта этих отложений общее низкое содержание тяжелых минералов при их существенном разнообразии.

Иной облик присущ образованиям водного генезиса (табл. 6) — так называемым ленточным глинам, "покровным" и зандровым отложениям. Под ленточными глинами в данном случае предположительно понимаются осадки "внутриледниковых" озер, под "покровными" — отложения, накопившиеся от "разливов" талых ледниковых вод и плащеобразно (покровом) перекрывающие все более ранние образования.

Ленточные глины как осадок стоячих водоемов наиболее тонкозернисты, их пороодообразующая фракция — частицы менее 0,01 мм. Отложения водных потоков — зандровые пески — пороодообразующими фракциями имеют песчаную или мелкопесчаную часть осадка. Промежуточное положение между зандровыми песками и озерными глинами занимают так называемые "покровные" наносы, сформированные временными водотоками.

Все типы водных отложений как самостоятельной фации предположительно гляциальной формации проявляют генетическую близость с мореноподобными. Эта связь отражена в идентичности минералогического состава описанных образований (табл. 6-8). Объяснение такой близости следует, вероятно, искать прежде всего в идентичности питающих провинций обломочного материала.

Т а б л и ц а 5

Состав (%) мореноподобных образований в различных фракциях (анализы Казакова, Шукевич) [Герасимов, Шукевич, 1939]

Литологическая характеристика	Фракция, мм		
	> 0,5	0,5-0,25	0,25-0,01
П о д м о с к о в ь е			
Содержание фракции	6-10	4-6	47-61
Обломки кристаллических пород	15-30	Мало	Редко
Обломки осадочных пород	Мало	"	Очень редко
Кварц	50	80	90
Полевые шпаты	10-15	Редко	Редко
Слюды	Очень редко	Очень редко	"
Выветрелые минералы	Мало	Редко	Мало
Тяжелые минералы	Очень редко	Очень редко	"
О к р е с т н о с т и М и н с к а			
Содержание фракции	7	3-4	54-58
Обломки кристаллических пород	30	10	Очень редко
Обломки осадочных пород	Мало	Редко	"
Кварц	50-60	80	80-90
Полевые шпаты	10-20	Мало	Редко
Слюды	-	Редко	"
Выветрелые минералы	-	-	-
Тяжелые минералы	-	-	Мало
О к р е с т н о с т и Т р у б ч е в с к а			
Содержание фракции	4	10-11	55-56
Обломки кристаллических пород	20	Редко	-
Обломки осадочных пород	-	-	-
Кварц	60-70	90	90
Полевые шпаты	10-20	Мало	Редко
Слюды	1	-	-
Выветрелые минералы	-	-	Мало
Тяжелые минералы	-	-	-
О к р е с т н о с т и Р ы з а н и			
Содержание фракции	3-5	5-6	50-60
Обломки кристаллических пород	Редко	-	-
Обломки осадочных пород	Мало	Редко	-
Кварц	50-80	80-90	70-90
Полевые шпаты	Редко	Очень редко	Очень редко
Слюды	-	-	Редко
Выветрелые минералы	-	-	"
Тяжелые минералы	-	Редко	Мало

Т а б л и ц а 6

Гранулометрический состав (%) различных типов водных отложений (анализы Трутнева, Казакова, Роде, Шукевич) [Герасимов, Шукевич, 1939]

Место взятия пробы	Фракция, мм		
	1-0,25	0,25-0,01	< 0,01
Ленточные глины			
Чудовский р-н Ленинградской обл.	0,01	3,71	86,28
Лисино, близ Ленинграда	0,16	1,49	98,35
Покровные (безвалунные) отложения			
Пришекснинский р-н Ленинградской обл.	4,00	25,75	70,25
Калининский р-н Московской обл.	-	45,74	54,26
Ленинские горы, Москва	-	29,28	70,72
Черемушки, Москва	1,59	61,45	37,05
Зандровые отложения			
Хвойненский р-н Ленинградской обл.	75,95	13,43	6,62
Финляндия	3,30	91,10	5,60

На фоне близких связей с мореноподобными отложениями водные образования в зависимости от характера и места осадконакопления приобретают и специфические черты. Так, в составе легкой фракции ленточных глин преобладают минералы глинистого типа. В составе тяжелых минералов наблюдается качественно подобный, но несколько разный набор компонентов. В покровных отложениях всегда много кварца, хотя наблюдается его уменьшение в мелких фракциях, сопровождаемое ростом содержания полевых шпатов и слюд. В тяжелой фракции зандровых отложений резко преобладают рудные минералы. В то же время по сравнению с другими видами водных образований в зандровых песках не сохраняются неустойчивые минералы, например роговая обманка, что связано со способом транспортировки и разрушением легко истирающихся минералов.

Таким образом, как мореноподобные, так и водные отложения разных типов обладают своими характерными особенностями состава.

1. Мореноподобные отложения, несмотря на примесь валунного материала, отличаются резким преобладанием песчаных фракций,

Таблица 7

Минералогический состав (%) водных отложений [Герасимов, Шукевич, 1939]

Место взятия пробы	Кварц	Полевые шпаты	Слюды	Выветренные минералы
Ленточные глины				
Лисино, фракция 0,25-0,01 мм	79	18	1	2
Чудовский р-н, фракция 0,25-0,01 мм	Ед.	Ед.	Ед.	Около 100
Покровные (безвалунные) отложения				
Федоровка Ярославской обл. фракция 0,25-0,05 мм	78	12	-	-
" " 0,05-0,01 мм	67	3	-	7
" " 0,01-0,005 мм	-	71	21	-
Пришекснинский р-н, фракция 0,25-0,01 мм	44	4	2	50
Зандровые отложения				
Хвойненский р-н, фракция 0,25-0,01 мм	91	3	6	-

что вполне объяснимо, так как процессы глинообразования в данном случае угнетены.

Поскольку имеется несколько питающих провинций, то и минералогический состав мореноподобных образований отличается пространственным непостоянством. Кроме того, вследствие действия тех же причин содержание тяжелых минералов при их разнообразии очень невелико.

2. Среди водных отложений намечаются два крайних и один промежуточный типы рыхлых образований: ленточные озерные глины и зандровые пески, а между ними - осадки временных водотоков - покровные отложения. Очень интересны данные о петрографическом составе валунов мореноподобных образований разного местоположения (табл. 9).

Характерной чертой мореноподобных образований, которые обладают повышенным содержанием фракции более 1 мм, является сравнительно низкое содержание фракции 0,01 мм. И наоборот, в наносах с низким процентом крупнообломочного материала высоко содержание тонкозернистых образований. По литолого-петрографическому составу обломочного материала между предполагаемыми

Таблица 8
Содержание (%) тяжелых минералов в водных отложениях (анализы Трутнева,

Место взятия пробы	Роговая обманка	Тур-малин	Авгит	Гранат	Диопсид	Сфен
Ленточные глины						
Лисино	34	-	-	37	-	1
Чудовский р-н	20	4	-	10	-	3
Покровные отложения						
Андомский р-н Ленинградской обл.	38	8	-	2	-	-
Пришекснинский р-н с. Федоровка (фракция 0,05-0,01 мм)	15 19	2 +	1 -	8 -	2 -	3 -
Зандровые отложения						
Хвойнинский р-н	14	1	1	16	-	3

моренами Кольского полуострова, Ленинградской и Калининской областей существуют различия. Так, кольские морены по своему составу — валунно-галечниково-песчаные, ленинградские — песчано-глинистые, калининские — глинистые. Эти черты скорее всего связаны с характерными особенностями источников питания (литология подстилающих пород).

В отношении петрографического состава валунов можно отметить, что если в морене Кольского полуострова подавляющую роль играют биотитовые гнейсы, граниты, амфиболиты, кристаллические сланцы, т.е. породы кольской и скандинавской питающих провинций, то среди валунов ленинградской и калининской морен представлены валуны местных пород — известняки, песчаники, кварциты.

Известные различия проявляются в минералогическом составе морен: в кольских моренах много полевых шпатов в виде мелких обломков пород (во фракции более 0,25 мм) и кварца, хотя их немало в ленинградской и калининской моренах, в которых, однако, начинает преобладать кварц. Среди тяжелых минералов в северных моренах господствуют амфиболы и пироксены, присутствует биотит, в более южных — слюды исчезают, так же как амфиболы. Морены Ленинградской и Калининской областей имеют более разнообразный состав минералов тяжелой фракции (в том числе местный глауконит), нежели кольские морены, хотя общее их содержание с севера на юг падает.

Состав минералов глинистой фракции от места к месту испытывает также своеобразную трансформацию. Так, в кольских моренах мало гидрослюд, южнее их содержание резко возрастает. Это — признак проявления изменяющихся процессов выветривания коренных

Роде, Шукевич) [Герасимов, Шукевич, 1939]

Тремолит	Эпидот	Апатит	Андалузит	Дистен	Рутил + анатаз	Ставролит	Топаз	Циркон	Рудные
Ленточные глины									
-	9	-	-	-	-	-	-	4	15
3	22	-	2	-	2	-	1	16	17
Покровные отложения									
-	8	8	3	3	3	3	-	5	18
5	31	1	1	1	3	1	-	13	13
-	41	-	-	-	+	-	-	-	33
Зандровые отложения									
5	3	1	1	-	-	3	+	8	40

пород. Что это действительно так, подтверждает и содержание выветрелых минералов, которых значительно больше на юге, чем на севере.

Несколько особняком стоят в ряду предположительно ледниковых отложений те из них, которые были существенно переработаны последующими процессами выветривания в субэразальных, аридных или полуаридных условиях. Здесь будет затронута проблема лёссов, весьма характерных для шлейстоцена.

И.П. Герасимов [1952] отмечал, что в Якутии линзы подземного льда всюду перекрываются и подстилаются толщами лёссовидного карбонатного суглинка. Эти лёссовидные суглинки отличаются исключительно однородным гранулометрическим и минералогическим составом. В них обнаружена очень скудная пыльца растительности. Нет сомнения в том, что суглинки могли быть принесены только водотоками и представляют собой образования, подобные тем, которые ранее были названы покровными.

Возникает естественный вопрос: чем обусловлена "лёссовидность" суглинков и является ли она первичной или суглинки в ходе специфического выветривания приобрели облик лёссовидных? Очевидно, ледниковая мусть или глинисто-илистый аллювий временных водотоков не могут сами по себе считаться "лёссовидными", имеются основания относить процессы облессования на последующие за отложением осадка этапы субэразального выветривания. Пространственное распределение лёссовидных суглинков подтверждает, что облессование пылеватых или иловатых отложений, продуктов аллювиальной деятельности, произошло позже их формирования. Описываемые лёссы и лёссовидные суглинки [Герасимов, 1952,

Т а б л и ц а 9

Гранулометрический состав (%) мореноподобных отложений Ленинградской области [Шукевич, 1948]

№ образца	Фракция, мм				
	> 1	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	< 0,01
1	-	8	27	21	44
2	9	9	24	19	39
3	1	4	7	20	68
4	13	25	27	16	19

Woldstedt, 1969] встречаются по южной периферии предполагаемых ледников. Это, например, Среднее Приднепровье, Бийский район, Средняя Европа и др. В этом отношении небезынтересно напомнить данные Н.А. Нагинского [1957], который отмечает, что по мере удаления от предполагаемого им центра питания ледника в Западной Сибири изменялся характер венчающих разрез ледниковых толщ покровных отложений. Подобные покровные отложения находили также и в Норильском районе Средне-Сибирского плато.

В указанной связи важно подчеркнуть, что лёссовидные суглинки даже одного района, например Приднепровья, в зависимости от удаленности от питающих их центров отличаются друг от друга. Так, лёссы Среднего Приднепровья преобладающей, породообразующей фракцией имеют частицы от 0,05 до 0,005 мм, тогда как лёссовидные суглинки Нижнего Приднепровья — фракцию менее 0,005 мм. Характерные данные о составе описываемых лёссовых образований приводятся в работе И.П. Герасимова и М.М. Шукевич [1939].

Из табл. 10 отчетливо видно, как по мере удаления от питающих провинций меняется вначале породообразующая фракция с алевритовой (до окрестностей Трубчевска) на мелкоалевритовую. Затем, к югу от Полтавы, процентное содержание мелкого алеврита в породообразующей фракции неуклонно нарастает. Такие изменения гранулометрического состава отражают пространственную дифференциацию обломочного материала, переносимого водными потоками. Поэтому в Среднем Приднепровье в ходе выветривания после отложения суглинков сформировались лёссы, тогда как в Нижнем Приднепровье — лёссовидные суглинки.

Такое положение не случайно. Песчано-алевритовые осадки Среднего Приднепровья как типичные пылеватые отложения очень скоро обрели характерную для лёссов пористость. Вследствие колебания уровня капиллярной каймы происходило постепенное выветривание толщи в полуаридных условиях, насыщение отложений карбонатами, постепенное уплотнение формирующихся лёссов.

Таблица 10

Гранулометрический состав (%) лёссов и лёссовидных суглинков Приднепровья [Герасимов, Шукевич, 1939]

Место взятия пробы	Фракция, мм			
	0,5- 0,25	0,25- 0,05	0,05- 0,01	< 0,01
Брянск	0,17	5,38	44,83	49,62
Трубчевск	1,38	7,39	49,62	41,61
с. Хвентунь, близ Труб- чевска	0,38	6,78	52,11	40,73
с. Петровка, близ Пол- тавы	0,02	0,66	40,83	58,49
Днепропетровск	-	16,80	39,70	43,50
Аскания-Нова	Следы	23,52		76,48
"	-	24,03		75,97
Каховка	Следы	20,00		80,00

Несколько иные условия наблюдались в Нижнем Приднепровье. Здесь, как указывалось, суглинки отличались более глинистым составом. Вследствие этого наличие глинистых пород затрудняло образование пор. Колебания капиллярной каймы ограничивались слоем, залегающим непосредственно над грунтовыми водами. Процессы выветривания лишь очень постепенно приводили к формированию пористости всей толщи. Пористость возникала в результате слипания глинистых частиц. И хотя климатические условия в данном случае были для лёссообразования лучшими, чем севернее, от Брянщины до Полтавы, на юге формировались не типичные лёссы, а лёссовидные суглинки.

Рассмотрим минералогический состав лёссов и лёссовидных суглинков Приднепровья (табл. 11). Как видно из приведенных данных, в лёссах Среднего Приднепровья преобладает кварц, следом за ним стоят известковистые стяжения. В небольшом количестве здесь присутствуют полевые шпаты, слюды и тяжелые минералы. Среди последних господствуют рудные минералы, затем - роговая обманка, циркон, эпидот, гранат и рутил (табл. 12).

Качественно подобны среднеднепровским лёссам и лёссовидные суглинки Нижнего Приднепровья. Однако налицо здесь и известная трансформация спектра. В составе нижнеднепровских лёссовидных суглинков наряду с кварцем много полевых шпатов, слюд и особенно глинистых минералов. Во фракциях менее 0,01 мм содержание последних достигает 90%. В лёссах до 90% кварца, много полевых шпатов, а также слюд и глауконита. Тяжелых минералов ничтожно мало (0,2-1%), хотя эта фракция и разнообразна: здесь имеются рудные минералы, бурые железняки, эпидот, роговая обманка, циркон,

Т а б л и ц а 11

Минералогический состав (%) лёссовидных пород Приднепровья
(анализы Казакова, Шукевич) [Герасимов, Шукевич, 1939]

Минералы	Фракция, мм		
	0,5- 0,25	0,25- 0,05	0,05- 0,01
Брянские лёссы			
Кварц	80	80-90	80-90
Полевые шпаты и слюды	-	Редко	-
Тяжелые минералы	-	Мало	-
Выветрелые минералы	-	"	-
Известковые стяжения	Мало	"	-
Магматические породы	Редко	Очень редко	-
Полтавские лёссы			
Кварц	60	90	90
Полевые шпаты и слюды	-	Редко	-
Тяжелые минералы	-	Мало (до 5%)	-
Выветрелые минералы	-	Очень редко	-
Известковые стяжения	Много	Мало	-
Магматические породы	Редко	Очень редко	-
Нижнеднепровские лёссовидные суглинки			
Кварц	-	79-80	-
Полевые шпаты и слюды	-	18-20	-
Тяжелые минералы	-	Около 1%	-
Выветрелые минералы	-	Редко	-
Известковые стяжения	-	Мало	-
Магматические породы	-	"	-

Т а б л и ц а 12

Среднее содержание (%) тяжелых минералов в лёссовидных породах
Шукевич, 1939]

Место взятия пробы и порода	Рого- вая об- манка	Турма- лин	Гранат	Сфен
Среднее Приднепровье, лёссы	8	0,7	9,9	0,2
Нижнее Приднепровье, лёс- совидные суглинки	11	1	9	1

гранат, турмалин, рутил, анатаз, дистен, ставролит, силлиманит, андалузит, сфен, шпинель и др. Тяжелые минералы представлены сравнительно свежими зернами, даже неустойчивые к выветриванию компоненты, такие, как роговая обманка и др.

Особенности лёссовидных образований Приднепровья интересно сравнить с данными о характере так называемых внеледниковых лёссов Среднерусской возвышенности, не покрывавшейся ледником. Среди них широко представлены бурые лёссовидные суглинки разного происхождения, развитые на древних карбонатных и глинистых породах доледникового возраста (табл. 13).

Бурые лёссовидные суглинки внеледниковых районов по гранулометрическому составу почти не отличаются от лёссовидных суглинков приледниковых территорий. Как у тех, так и у других породообразующей служит фракция с размером частиц менее 0,01 мм. Этот факт еще больше подчеркивает наложенный характер облессования, приведшего к образованию отложений, очень сходных друг с другом, хотя и имеющих разное первичное происхождение.

Мало различаются они и по минералогическому составу (табл. 14, 15). Анализ материала показывает лишь небольшое количественное отличие тех и других образований по кварцу и полевым шпатам, тогда как по качественному составу и содержанию тяжелых минералов между бурыми "внеледниковыми" и "ледниковыми" суглинками обнаруживается поразительное сходство. Можно предполагать, что бурые лёссовидные суглинки, переотложенные реками и склоновыми потоками, сформировались, как и предположительно ледниковые образования, за счет местных пород. Очевидно, суглинки как внеледниковых, так и предположительно ледниковых районов с течением времени приобрели лёссовидный характер, что объясняется влиянием общего для них климата, отличавшегося большей или меньшей аридностью.

дах Приднепровья (анализы Казакова, Жукевич) [Герасимов,

Эпидот + цоизит	Андалузит + силлиманит	Дистен	Рутил + анатаз	Ставролит	Циркон	Рудные
9,5	1	0,9	9	1	12	47
30	-	-	5	-	9	34

Т а б л и ц а 13

Гранулометрический состав (%) бурых лёссовидных суглинков Среднерусской возвышенности [Герасимов, Шукевич, 1939]

Место взятия образцов	Фракция, мм		
	0,5-0,25	0,25-0,01	< 0,01
г. Новосиль	2,70	60,7	36,6
г. Белгород	Следы	11,3	88,7
Карловка	"	31,6	68,4
Малоархангельск	"	34,3	65,7

Т а б л и ц а 14

Минералогический состав (%) фракции 0,25-0,01 мм лёссовидных суглинков Среднерусской возвышенности [Герасимов, Шукевич, 1939]

Место взятия образцов	Кварц	Полевые шпаты	Выветрелые слоистые минералы	Выветрелые минералы	Тяжелые минералы
Новосиль	26	4	70	-	-
"	56	21	24	-	-
Белгород	84	15	1	-	0,23
Карловка	80	20	Ед.	-	0,18
Малоархангельск	80	20	Ед.	1	0,38

Т а б л и ц а 15

Содержание тяжелых минералов (%) в лёссовидных суглинках Среднерусской возвышенности [Герасимов, Шукевич, 1939]

Место взятия образцов	Роговая обманка	Турмалин	Гранат	Сфен	Эпидот
Новосиль	-	2	-	1	2
"	Ед.	-	-	+	-
Малоярославец	10	1	8	2	22
Белгород	2	Ед.	6	Ед.	12
Карловка	5	Ед.	13	1	14

Т а б л и ц а 15 (окончание)

Место взятия образцов	Андалузит + силлиманит	Дистен	Рутил	Циркон	Рудные
Новосиль	1	1	1	6	86
"	-	-	-	2	97
Малоярославец	1	1	4	9	64
Белгород	1	2	9	10	68
Карловка	-	-	8	8	49

СОПОСТАВЛЕНИЕ НАЛЕГАЮЩИХ ДРУГ НА ДРУГА МОРЕН

В период отмирания льдов в краевой части формируются сложно построенные моренные толщи; в простейшем случае здесь должно проследиваться налегание абляционной морены на донную, тогда как между моренами могут располагаться водно-ледниковые образования — пески, глины перемытые потоками галечники. Поскольку обломочный материал донной морены концентрируется в основании ледника, а абляционной — на его поверхности, то основная морена должна отличаться от поверхностной; донная морена, по-видимому, должна испытывать уплотняющее воздействие массы льда и обломочного материала.

По данным Г.П. Мазурова [1963], объемный вес моренных грунтов ненарушенного сложения и природной влажности, как правило, более $2,00 \text{ г/см}^3$, а нередко достигает $2,35 \text{ г/см}^3$ (без валунов). Относительная пористость (коэффициент пористости) $0,5$, коэффициент сжимаемости при естественном сложении $0,01 \text{ кгс/см}^2$. Такая высокая плотность может быть объяснена, учитывая неоднородный гранулометрический состав отложений и высокое содержание гравийно-галечного материала, нагрузками больших масс льда (свыше 100 т/м^2).

Если принять во внимание указанные соображения, то следует ожидать, что даже в простейшем разрезе ледниковых отложений нижняя, донная, морена должна быть плотнее поверхностной, абляционной. При таких условиях нет особых оснований искать в разной плотности объяснение разновозрастности морен.

В равной степени нельзя объяснить разновозрастностью различный литологический состав морен. В самом деле, донная морена формируется в основном за счет подстилающих пород, в то время как абляционная — за счет иных источников. А это, следовательно, означает, что лишь наличие четко выраженных, палеонтологически охарактеризованных межледниковых слоев может

Т а б л и ц а 16
Состав минералов (%) в моренах Донского языка [Рябченков,

Слой морены	Тяжелая фракция			
	рудные	бурый же- лезняк	нерудные	эпидот
Верхний	20,7	7,6	3,0	22,3
Нижний	28,6	14,5	6,0	1,4

Т а б л и ц а 16 (окончание)

Слой морены	Тяжелая фракция			
	рутил	анатаз	дистен	ставролит
Верхний	0,1	0,4	5,1	1,5
Нижний	4,2	4,5	9,5	6,0

дать основания для выделения разновозрастных морен. Рассмотрим региональный материал по составу и условиям залегания предположительно разновозрастных морен. Начнем с краевых областей древнего оледенения.

И.И. Трофимов [1950] указывал, что типичные моренные образования чрезвычайно широко распространены в области Хоперско-Медведицкого междуречья. Они представлены темно-бурой, зеленоватой или светло-желтой моренами, составленными из тонких песчаных глин с включениями мелких валунчиков и гальки разных местных пород. В толще валунных глин очень часто наблюдаются внутриморенные пески. Резких отличий в минеральном составе донной морены от поверхностной нет, хотя в абляционной морене эпидот, гранат, магнетит, обломки северных пород содержатся в большом количестве, чем в нижней, донной.

А.С. Рябченков [1953] отмечает характерную особенность моренных (краевых) образований Донского ледникового языка — их двушленность. Этот автор подчеркивает, что подобное строение свойственно Лихвинскому разрезу на Оке, а также разрезу под Калугой. Верхняя, абляционная, морена Донского ледникового языка представлена, как правило, валунными суглинками и супесями красно-бурого и коричнево-бурого цвета. Нижняя морена — валунными суглинками и глинами желто-зеленого и бурого оттенков. Петрографический состав и размер валунов этих морен также от-

1953]

Тяжелая фракция				
роговая обманка	мусковит	циркон	гранат	турмалин
23,3	0,1	2,5	6,6	6,0
2,1	2,4	14,7	2,1	2,4

Тяжелая фракция			Легкая фракция	
силлиманит	андалузит	кварц	полевые шпаты	глаукоцит
0,4	—	69,4	29,6	0,3
1,4	0,2	88,7	7,9	3,2

личаются между собой. В верхней морене валунов больше, они крупнее, в них представлены изверженные и метаморфизованные породы, среди которых часто встречаются гранит раппакиви и шоқшинский песчаник. В нижнем слое валунов меньше, они мельче, здесь преобладают обломки осадочных пород: известняков, кремней, опок, слабых песчаников, фосфоритов, а также встречаются линзы песков и глин. Все эти образования в основном местного происхождения. По данным А.С. Рябченкова, верхняя и нижняя морены отличаются и по минералогическому составу. В верхнем слое значительно больше неустойчивых минералов — полевых шпатов, роговой обманки, эпидота, хотя качественно спектры двух горизонтов морен схожи между собой (табл. 16). А.С. Рябченков [1961] отмечает, что между верхним и нижним слоями морены на юге Воронежской области и в Лихвинском разрезе прослеживаются линзы и пачки слоистых и неслоистых песков. Указанный автор утверждает, что верхняя и нижняя морены — не что иное, как наложенные друг на друга (после таяния) абляционная и основная морены одного оледенения.

И.Н. Павлов [1947] приводит данные, характеризующие моренные отложения, выполняющие так называемую Селищенскую котловину в верховьях р. Волги. В составе четвертичных образований, выполняющих депрессию, отчетливо фиксируются две толщи моренных отложений, разделенные флювиогляциальными песками. Разрез скважины в с. Жукоп сверху вниз таков.

Песок разнозернистый	23
Торфяник	0,3
Моренный суглинок	7,2
Песок разнозернистый, преимущественно мелкозернистый	9,5
Торфяник	0,2
Глины ленточные	7,0
Моренный суглинок	6,0
Песок мелкозернистый	29,0
Известняки коренные	2,0

Характерно то обстоятельство, что в донной морене встречены отторженцы нижнекаменноугольных и силурийских местных пород.

А.Г. Трутнев [1939], описывая моренные суглинки Валдайской и Венсовской возвышенностей, а также большей части Северного Края, отмечает четкое двучленное строение толщ.

А.А. Никонов [1958] подчеркивает сплошное распространение моренных отложений в Западной Лапландии. Моренные образования последнего оледенения представлены толщей пылевато-песчано-гравийно-галечно-валунного материала желто-серого цвета, нередко с зеленоватым оттенком. Обломочный материал морены, как правило, окатан плохо и угловат. Галечно-валунный материал составляет в среднем 25-35% объема всей породы, лишь в редких случаях увеличиваясь до 60-80%. Очень важный акцент делает А.А. Никонов на интерпретации причин общего укрупнения обломочного материала морен. Он отмечает, что, как правило, с возрастанием размеров обломков и валунов и уменьшением их окатанности наблюдается тяготение этих толщ к современным крутым склонам.

Интересный разрез ледниковых отложений приводит В. Перконс [1957], исследовавший их в нескольких пунктах Вентского бассейна.

1. Верхняя морена - коричневые или красно-коричневые валунные суглинки, мощность 3-12 м.
2. Флювио- и лимногляциальные отложения - разнозернистые пески, пылеватые пески, гравий, безвалунные глины; мощность разная.
3. Средняя морена - обычно голубовато-серые и серые валунные суглинки; мощность до 20 м.
4. Озерные отложения - сапропелиты и глины с органическими остатками.
5. Нижняя морена - коричнево-серые и серо-коричневые валунные суглинки.

Петрографический состав всех трех морен совершенно аналогичен (табл. 17, 18).

Таблица 17

Петрографический состав (%) валунов морен [Перконс, 1957]

Морена	Известняк	Доломит	Кварц	Песчаник	Полевой шпат	Темные минералы	Карбонаты
Верхняя	21	13	44	7	14	1	34
Средняя	34	6	37	2	19	2	40
Нижняя	18	4	53	4	19	2	22

Таблица 18

Петрографический состав (%) трех морен [Перконс, 1957]

Морена	Известняк	Доломит	Кварц	Песчаник	Полевой шпат	Темные минералы	Карбонаты
Верхняя	30	5	30	9	24	2	35
Средняя	31	7	31	3	25	3	38
Нижняя	19	7	41	3	27	3	26

Разрез ледниковых (плейстоценовых) отложений охарактеризован также по обнажению на левом берегу р. Даугавы и Даугмале (20 км к югу от г. Риги).

1. Верхняя морена - красно-коричневые валунные супеси, местами грубые валунные суглинки, мощность 4 м.

2. Озерно-ледниковые отложения - пылеватые пески, пыль; мощность местами до 10 м.

3. Средняя морена - красно-коричневые валунные суглинки с прослойками песков и безвалунных глин; мощность до 12 м.

4. Нижняя морена - серые валунные суглинки; мощность до 1 м.

В. Перконс отмечает, что на территории Латвийской ССР различные моренные горизонты разделяются речными и озерными отложениями. В некоторых разрезах межморенные отложения, несут органические остатки, тогда как все остальные межморенные пачки их лишены. Существенные различия петрографического состава (в составе фракции 0,5-2 мм) не установлены и в тех случаях, когда два горизонта морены разделены водными или иными отложениями.

Г.С. Бискэ [1959], рассматривая материал по моренам Карелии, отмечает, что здесь встречаются два горизонта морены, разделенные межледниковыми осадками. Однако главную роль играет одночленная, так называемая верхняя морена (60% территории Карелии).

Таблица 19

Гранулометрический состав (%) моренных отложений Московской области (по С.С. Полякову [1956])

Глубина, м	Фракция, мм			
	>1	1-0,25	0,25-0,05	<0,05
Смоленско-Московская возвышенность				
0,8-1	11,68	13,80	37,08	37,44
1,2-1,4	6,03	15,65	16,32	62,00
3,3-3,5	3,38	16,48	41,30	38,84
8,4-8,6	25,00	10,14	38,43	26,43
Теплостанская возвышенность				
3,0-3,2	2,85	7,73	53,04	36,38
4,0-4,2	8,00	12,25	34,66	45,10
7,2-7,4	5,58	12,24	38,22	44,00
8,1-8,3	7,30	16,80	38,30	37,60
Москворецко-Окская равнина				
4,2-4,4	2,55	12,03	39,25	46,17

Таблица 20

Минералогический состав (%) морен Московской области (по

роговая об- манка	Тяжелая фракция				
	магнетит	лимонит	группа эпидота	акцес- сории	мусковит и биотит
Смоленско-Московская возвышенность					
17	33	23	2	19	4
35	23	2	8	10	1
12	31	28	10	11	-
32	14	10	15	10	15
Теплостанская возвышенность					
28	17	8	13	19	8
Москворецко-Окская равнина					
35	22	2	8	10	1

Интересно отметить, что, по свидетельству Г.С. Бискэ, всюду, где вскрыта вся толща ледниковых отложений (до подстилающих пород), в нижних слоях фиксируются слоистость и включения линз и прослоев сортированного песка или глины. Нередки случаи, когда моренная толща разделена "прослойками" межморенных отложений мощностью 2-3 м или подстилается сортированными осадками несомненно водного происхождения. Буровыми данными в районе дер. Койкара установлены залегающие под мореной крупнозернистые гравелистые пески с большим количеством гальки и редкими валунами; мощность песков 10-11 м. Такие соотношения слоев в единой толще ледниковых отложений объясняются Г.С. Бискэ деятельностью талых ледниковых вод в теле ледника во время отложения морены.

Состав и свойства моренных отложений Московской области рассмотрены С.С. Поляковым [1956]. Разрезы были выбраны в пределах Смоленско-Московской, Теплостанской возвышенностей и Москворецко-Окской равнины. Указанный автор выделяет две разновозрастные морены, называя их днепровской и московской. Анализ материала, с нашей точки зрения, не дает особого основания выделять две разные, а тем более питавшиеся из разных источников морены. Колебания гранулометрического состава разных горизонтов моренных суглинков с глубиной на Смоленско-Московской возвышенности объяснимы влиянием коренных пород,

С.С. Полякову [1956])

Легкая фракция					
кварц	полевой шпат	обломки пород	выветрелые зерна	глауко-нит	мусковит и биотит
Смоленско-Московская возвышенность					
80	17,5	0,5	2	-	-
89	10,0	1,0	-	-	-
80	19,5	0,5	-	-	-
76	21,0	-	-	-	2
Теплостанская возвышенность					
70	29,5	0,5	-	-	-
Москворецко-Окская возвышенность					
80	14,0	1	2	5	-

с приближением к которым повышается содержание фракции больше 1 мм. Если же сравнивать днепровскую морену Москворецко-Окской равнины с московской мореной, то здесь трудно найти существенные отличия. Небольшие колебания крупности отложений от разреза к разрезу объясняются характерной сортированностью ледниковых образований вообще, когда наряду с крупными фракциями сочетаются мелкие без постепенных переходов. В равной мере нет особых оснований для выделения двух разновозрастных морен и по минералогическому составу (табл. 19, 20).

Анализ обеих таблиц показывает некоторое увеличение содержания слюд в днепровской морене и присутствие в ней глауконита, чего нет в московской; в остальном минералогический состав аналогичен. Но, во-первых, в едином разрезе Смоленско-Московской возвышенности образец со слюдой — самый глубокий, а это означает возможность захвата местных коренных пород. Во-вторых, образец с Москворецко-Окской равнины взят с глубины 4,4 м, а в С.С. Полякова нет указаний на то, что располагается глубже, — возможно, опять-таки коренные породы, в частности юрские, о которых он упоминает в другом месте.

Большой материал буровых скважин был проанализирован Г.Ю. Эльтерманном и А.В. Раукасом [1963]. Они отмечают, что вскрытые буровой скважиной на южном склоне Северо-Эстонского плато предположительно разновозрастные морены очень похожи. Было установлено, что как верхняя, так и нижняя морены обогащены обломками карбонатных пород и имеют сходный серый цвет. В обобщенном виде нормальный разрез рыхлых отложений, вскрытый бурением, выглядит следующим образом (скважина заложена близ деревень Тихер и Пай в погребенной долине).

1. Под почвенным покровом залегают пески желтые, серые мелкозернистые, по внешнему облику озерные; мощность 5 м.
2. Глины серые опесчаненные; максимальная мощность 5 м.
3. Моренные серые суглинки, обогащенные обломками карбонатных пород; мощность до 25 м.
4. Моренные фиолетово-серые суглинки, обогащенные обломками девонских пород. В некоторых скважинах этот горизонт отсутствует; мощность до 8 м.
5. Моренные серые суглинки, макроскопически весьма схожие с верхней мореной (горизонт 3); мощность до 15 м.
6. Алевролиты серые, переслаивающиеся местами с глинами, в ряде скважин отсутствуют; предполагается их озерно-ледниковый генезис; мощность до 11 м.
7. Карбонатные породы силурийского возраста.

По данным указанных авторов, обе морены мало отличаются между собой по гранулометрическому составу, а также и минералогическим спектром. Горизонт фиолетово-серых моренных суглинков характеризуется по сравнению с выше- и нижележащими

моренами большим содержанием глинисто-алевритовых частиц и меньшим — песчаных.

В погребенной долине близ деревень Наутрезе и Алкавере вскрыт подобный разрез, отличающийся следующим строением.

1. Глины и алевриты с прослойками песков, местами толща имеет ленточное строение, предполагается озерно-ледниковое происхождение толщи; мощность 30 м.

2. Моренные серые суглинки.

3. Пески средне- и крупнозернистые; мощность до 22 м.

4. Моренные серые суглинки, с размывом залегающие на силурийских породах.

В другой близко расположенной скважине кроющие разрез водно-ледниковые отложения имеют мощность 15 м, между двумя горизонтами морены отсутствуют пески.

По гранулометрическому составу верхняя морена во всех разрезах более однородна и отличается от нижней высоким содержанием песчаной фракции и низким — алевритовой и пелитовой. В верхней морене больше обломков кристаллических пород. В нижней наряду с кристаллическими породами велико число выветрелых щебенков горючих сланцев. В минералогическом составе нижней морены также имеются некоторые отличия от верхней, в ней больше кальцита, амфиболов и пироксенов, циркона, меньше — кварца, полевых шпатов и граната.

Наконец, в разбуренном Куремааском друмлине установлено два моренных горизонта, представленных суглинками серого цвета. Морены разделены 20-метровым слоем средне- или разнозернистого песка. Мощность верхней морены непостоянна по простиранию и колеблется от 12 до 14 м. Нижняя морена покоится на карбонатном силурийском основании.

Указанные авторы, имея в своем распоряжении четко выраженные перемежающиеся морены, встреченные в едином залегании, приходят к следующим выводам: 1) различия между моренами по гранулометрическому, минералогическому, петрографическому (валунов) составу незначительны; 2) литологический состав морен весьма изменчив в пределах даже небольшого района; 3) вторичные изменения, которые могли бы отличить морены друг от друга, не успевали вследствие краткости времени видоизменить вещественный состав отложений.

Очень подробные материалы относительно литологии перемежающихся в одном разрезе морен приводит А.В. Раукас [1963]. Им проанализирован обширный материал по гранулометрии и вещественному составу морен Эстонии. Качественный петрографический состав галечно-гравийного материала предположительно разновозрастных морен из различных мест Эстонии очень сходен между собой (табл. 21). Наблюдается отличие лишь в количественном представительстве отдельных групп пород как в перемежающихся моренах одного разреза, так и в моренах из раз-

Т а б л и ц а 21

Содержание различных пород (%) в гравийной фракции (5-10 мм) морен [Раукас, 1963]

Местоположение и предположительный возраст морен	Кристаллические	Карбонатные	Девонские песчаники	Остальные
Рыngu, у бывшего хут. Ваэва, верхний плейстоцен	21,4	65,6	7,1	5,9
Рыngu, средний плейстоцен	20,4	75,3	3,3	1,0
Райгаете, близ Рыngu, верхний плейстоцен	17,3	80,0	2,7	-
Райгаете, верхний плейстоцен	20,6	69,7	9,7	-
Райгаете, средний плейстоцен	19,0	81,0	-	-
Карукола, хут. Тамме, верхний плейстоцен	91,8	0,2	8,0	-
Карукола, средний плейстоцен	33,1	63,6	1,1	-
Карукола, верхний плейстоцен	26,8	61,0	12,2	2,2
Карукола, средний плейстоцен	8,6	91,4	-	-

Т а б л и ц а 22

Содержание групп пород (%) в галечной (1-10 мм) фракции и количество галек в некоторых, залегающих в одном разрезе моренах последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди [Раукас, 1963]

Местоположение	Морена	Мощность, м	Группы пород			Содержание галечной фракции	Количество галек в 1 м ³ породы
			карбонатные	кристаллические	девонские		
Верилакса	Верхняя	0,7	86,1	11,2	2,7	7,1	7600
	Нижняя	1,6	88,0	12,0	-	9,7	15000
Колга	Верхняя	0,8	86,3	12,7	1,0	6,7	9700
	Нижняя	1,2	88,8	10,7	0,5	7,5	12200
Кййза	Верхняя	3,8	86,1	12,6	1,3	3,9	6700
	Нижняя	1,5	89,3	10,5	0,2	14,3	26200
Тяку	Верхняя	0,35	0,2	63,0	36,8	1,6	1400
	Нижняя	0,78	90,8	7,8	1,5	7,5	9250

ных мест (табл. 22). Как правило, содержание карбонатных пород в одном разрезе увеличивается в нижних моренах, в то время как содержание кристаллических пород имеет противоположную тенденцию (исключение — морена близ Райгаете).

Из этого обстоятельства представляется возможным предполагать следующее.

1. Карбонатные породы, наиболее широко распространенные в описываемых местах, обогащают донную морену снизу.

2. Кристаллические породы, основные выходы которых расположены севернее нынешнего местоположения морен (это не исключает их выходов и в месте накопления морен), принесены транзитно и, вероятно, в составе абляционных морен.

В данном случае заметно устойчивое обогащение нижних морен местным карбонатным материалом. Это явление сопровождается разубоживанием нижних морен обломками кристаллических и девонских пород (исключение — Верилакса). Отчетливо наблюдается обогащение нижних морен обломочным материалом по сравнению с верхними.

Из анализа материала по минералогическому составу хорошо видно, что качественно спектры верхних и нижних морен в окрестностях г. Вильянди не отличаются между собой (табл. 23). Однако количественный состав в зависимости от принадлежности к той или иной морене одного разреза претерпевает весьма заметные изменения.

1. В легкой фракции заметно обогащение нижних морен кварцем, карбонатами и разубоживание в части полевых шпатов и отчасти слюд. По-видимому, такое явление можно объяснить влиянием подстилающих пород, а также истиранием полевых шпатов и слюд в процессе движения материала.

2. Содержание тяжелой фракции увеличивается в нижней и уменьшается в верхней морене, хотя это явление прослеживается не всегда (исключение — морены Колги).

3. Симптоматично высокое содержание в верхней морене условно вторичных минералов, таких, как гематит + лимонит (за исключением морен Анду). Весьма вероятно, что это можно связывать с выветриванием материала абляционной морены. Этот вывод в известной степени подтверждается высоким содержанием химически нестойких амфиболов в нижней по сравнению с верхней мореной. В определенной мере об этом же свидетельствует более высокий процент хлоритов именно в верхней морене.

Подобные данные о перемежающихся в одном разрезе моренах приводит Е.В. Рухина [1960]. Ею проанализирован обширный материал по литологии предположительно моренных отложений Советского Союза, базирующийся на собственных региональных работах и материалах других исследователей. Сводка Е.В. Рухиной дает основание для выводов о главных признаках (рис. 6) дифференциации вещества этих рыхлых отложений.

Из табл. 24 видно, что по соотношению крупной фракции (2,5–0,25 м) и более мелких (< 0,25 и < 0,005 мм) различия между

Т а б л и ц а 23

Минералогический состав некоторых, залегающих в одном разрезе морен по 0,25-0,1 мм) [Раукас, 1963]

Минералы	Верилакса		Колга		Анду	
	Легкая фракция					
Кварц	65,3	65,9	70,7	76,5	58,7	71,7
Карбонаты	12,6	13,4	4,7	7,4	4,3	7,7
Слоды	2,2	2,9	2,1	2,2	4,7	1,3
Остальные	0,4	-	1,0	0,4	1,0	1,0
Полевые шпаты	19,5	17,8	22,6	13,5	31,1	37,2
	Тяжелая фракция					
Магнетит, ильменит	6,5	8,3	11,0	4,3	7,4	7,8
Гематит и лимонит	2,3	1,5	2,4	1,9	5,1	6,2
Лейкоксен	0,5	1,0	0,3	0,8	1,0	0,7
Гранат	22,6	14,2	22,8	16,0	15,7	19,5
Амфиболы	36,9	47,1	35,8	58,1	26,4	42,4
Пироксены	3,1	2,9	3,1	1,7	1,5	4,2
Карбонаты	1,8	2,0	11,6	0,5	2,3	1,3
Слоды	7,8	4,9	2,4	1,3	14,4	4,2
Хлориты	6,5	4,4	0,5	0,8	8,6	2,0
Циркон	0,3	0,5	1,3	1,6	0,5	1,3
Турмалин	0,5	-	0,3	0,8	0,8	0,3
Эпидот и цоизит	0,8	1,0	0,8	2,1	1,3	1,3
Рутил	-	0,5	0,3	0,3	-	0,3
Титанит	0,3	-	-	0,3	0,5	-
Ставролит	0,8	1,5	1,1	1,3	-	0,7
Андалузит	0,3	-	0,5	1,1	0,8	1,3
Дистен	1,3	-	0,3	0,8	0,3	0,3
Силлиманит	-	0,5	-	0,5	0,3	0,7
Апатит	0,3	-	-	0,5	0,3	0,7
Остальные	7,4	9,7	5,5	5,3	12,6	4,8
Весовые содержания тяжелых минералов	1,1	1,4	5,6	1,0	0,6	0,7

Примечание. В первом столбце каждого пункта приведен состав красно-бурых морен, во втором - желто-бурых и серых.

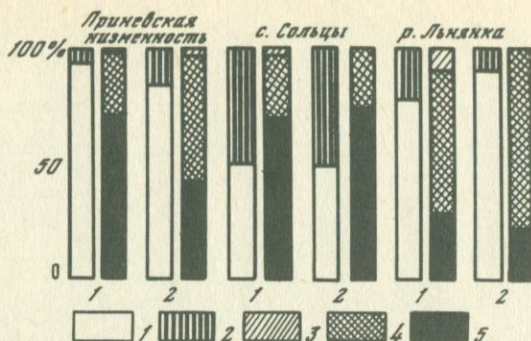
нижней и верхней моренами не наблюдается; и во всех приведенных случаях гранулометрический состав моренных отложений показывает резкое преобладание мелкого песка, алеврита, глин (от 93,4 до 71,7%) над содержанием песка, гравия, гальки.

Рассмотрим данные о минералогическом составе верхней и нижней морен в некоторых районах Северо-Запада Русской платформы. Из табл. 25 явствует следующее. В нижней морене выше содержание минералов местных коренных пород (карбонатов и

следнего оледенения в окрестностях г. Вильянди (% от мелкопесчаной фракции -

Пилу		Кийза		Тяку		Среднее для красно-бурых морен	Среднее для желто-серых, бурых морен
Легкая фракция							
66,4	69,1	68,2	58,5	57,6	70,7	64,4	68,7
7,5	12,5	15,7	24,0	0,8	8,6	7,5	12,3
1,9	1,4	1,4	1,0	7,1	4,9	3,2	2,3
2,1	2,5	1,8	1,7	2,5	4,7	1,2	2,0
21,7	15,2	13,0	14,0	29,8	14,6	22,9	15,4
Тяжелая фракция							
9,9	5,8	6,9	8,6	5,5	10,8	7,9	7,6
5,8	2,4	4,2	3,9	6,7	3,2	4,4	3,2
-	-	0,6	-	0,8	0,3	0,5	0,5
13,4	21,0	21,3	20,9	15,0	23,2	18,5	19,2
40,6	39,2	42,9	42,4	27,7	37,8	35,1	44,4
3,3	4,7	3,0	1,8	2,6	3,5	2,6	3,1
1,8	1,9	2,4	7,3	0,2	2,7	3,3	2,6
10,5	6,5	5,7	2,3	21,2	2,2	10,3	3,6
2,3	1,9	2,1	1,3	8,5	2,2	4,7	2,1
0,9	1,3	0,3	0,8	0,6	1,1	0,7	1,1
0,6	0,7	0,9	0,3	0,8	1,6	0,7	0,6
0,9	0,9	1,8	1,1	1,4	1,4	1,2	1,3
0,3	-	0,3	-	0,2	0,5	0,2	0,3
-	0,4	-	-	-	-	0,1	0,1
0,6	0,2	0,3	0,3	0,2	-	0,5	0,7
0,3	0,1	-	-	0,4	0,5	0,4	0,7
0,3	0,6	0,7	0,3	0,5	0,2	0,5	0,4
0,3	-	-	0,3	-	-	0,1	0,3
0,6	0,4	-	-	0,4	0,3	0,3	0,3
7,3	10,9	7,0	8,2	8,0	8,4	8,0	7,9
1,0	1,0	1,2	1,5	0,7	0,9	0,8	1,1

слод). В верхней морене, как правило (за исключением разреза у с. Сольцы), велико содержание устойчивых к выветриванию минералов, таких, как гранат, турмалин, циркон. Кроме того, она обогащена неустойчивыми к выветриванию минералами, такими, как роговая обманка, эпидот, пироксены (за исключением разреза у Приневской низменности). Рудные (тяжелые) минералы не проявляют устойчивого тяготения к какой-либо из морен, их повышенное содержание (Сольцы - 57,5-49%), по-видимому, связано



Р и с. 6. Гранулометрический и минералогический состав абляционных (1) и донных (2) морен. Фракции, мм: 1 < 0,25; 2 → 0,25; минералы: 3 – разрушенные, 4 – уд. вес < 3,5 г/см³ (роговая обманка, слюды, турмалин, эпидот, карбонаты, пироксены); 5 – уд. вес > 3,5 г/см³ (рудные, гранат, циркон, ставролит)

с локальной обогащенностью как подстилающих морену, так и вскрывающихся на склонах пород.

Критический обзор материалов, посвященных литологии и стратиграфии морен в связи с историей древнего покровного оледенения, сделан в монографии коллектива авторов "Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины" [1977]. В монографии рассмотрены два опорных страторазреза – Чекалинский (Лихвинский) и Верхневолжский, отложения которых исследовались с помощью наиболее репрезентативного сопряженно-комплексного метода.

Строение разрезов плейстоценовых отложений на отрезке Верхней Волги – от г. Рыбинска до г. Тулаева – дает основание выделять в этом районе два горизонта морен: нижний, коричневый, и верхний, красный; очень часто оба горизонта обнажаются в одном разрезе (Рыбинск, Песочное и др.). Так, на восточной окраине Рыбинска красная морена, залегающая на слоистом песке или глине, имеет мощность от 2,2 до 4,2 м. Ниже песков или глин в этом разрезе вскрыта коричневая морена, мощность которой колеблется от 2 до 6 м. Подстилается коричневая морена разнородным песком мощностью до 15–16 м. Как видно, в едином залегании здесь сформировались как гляциальные, так и водные фации отложений, что подчеркивает сложные и многообразные условия формирования ледниковой формации.

Вещественный состав верхневолжских морен показал большое от места к месту разнообразие обоих горизонтов валунных суглинков, хотя коричневая морена – существенно глинистая (24–30% глин в 40% случаев), тогда как красная – менее глинистая (6–12%). Коричневая морена в большом количестве случаев оказалась более плотной (1,85–2,00 г/см³), нежели красная (среднее зна-

Таблица 24

Гранулометрический состав (%) моренных отложений Северо-Запада Русской платформы [Ружина, 1960]

Место-положение	Морена	Фракция, мм				
		2,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	<0,005
Приневская низменность	Верхняя	6,6	19,2	25,4	-	48,8
	Нижняя	15,2	22,2	19,4	4	43,2
Сольцы	Верхняя	50,5		14,8	18,9	-
	Нижняя	51,7		12,7	19,0	16,5
Сыпучая гора	Верхняя	23,5	40,4	10,0	7,1	19,0
	Нижняя	26,7	38,7	9,0	17,2	8,4
Гора Илья	Верхняя	28,3	34,8	8,8	12,5	15,6
	Нижняя	21,6	25,8	5,8	17,2	31,6
р. Льянка	Верхняя	19,9	28,1	11,0	41,0	
	Нижняя	9,8	26,2	8,0	43,0	13,0

чение $1,82 \text{ г/см}^3$). Вполне вероятно предположение, что нижняя морена уплотнилась под давлением вышележащих толщ. Во всяком случае плотность нижней морены, на наш взгляд, нельзя трактовать как признак ее большей древности.

Минералогический анализ показал следующее: коричневая морена отличается несколько пониженным по сравнению с красной мореной содержанием всех руководящих минералов — соответственно 16,7 и 20,8% граната, 20,4 и 24,5% роговой обманки, 13,7 и 19,5% эпидота. Несколько различается в разных горизонтах морен и содержание обломков пород: изверженных основного и среднего состава в красной морене — 9,7%, в коричневой — 7,4. Осадочные породы представлены в обоих горизонтах более или менее однообразно: песчано-глинистых в красной морене — 16,2%, в коричневой — 19,9%, карбонатных — соответственно 37,9 и 36,2%, кремнистых — 7,5 и 7,7%, метаморфизованных — 7,9 и 11,7%. На основе анализа вещественного состава морен авторы обзора приходят к выводу о скандинавском происхождении обломочного материала.

Очень характерным признаком морен верхневолжского района можно считать различие палеомагнитных свойств обоих горизонтов. Только нижний горизонт — коричневая морена — обладает обратной намагниченностью, что еще в 1967 г. определил как особое свойство днепровской морены около городов Одинцово и Галич В.И. Трухин.

Морены другого разреза — Ростовской низины — "имеют несколько отличный от морен Верхней Волги гранулометрический состав" [Разрезы..., 1977, с. 105]. Нижняя морена здесь более песчаная, тогда как верхняя, наоборот, глинистая. Обратные соотношения проявляются здесь и в минералогическом составе. Так, в содержании руководящих минералов эти горизонты отличаются между собой: роговая обманка в коричневой морене достигает 24,4%, тогда

Таблица 25

Минералогический состав (%) моренных отложений Северо-Запада Русской

Местоположение	Морена	Рудные минералы	Роговая обманка	Гранат
Приневская низменность	Верхняя	25,9	9,1	50,4
	Нижняя	26,5	43,1	14,3
Силурийское плато	Верхняя	36,5	19,5	22,0
	Нижняя	43,8	14,4	10,2
Сольцы	Верхняя	57,5	19,3	9,2
	Нижняя	49,0	12,2	21,2
р. Льянка	Верхняя	18,6	29,0	7,8
	Нижняя	11,6	12,0	5,7
Ярославль	Верхняя	20,8	31,7	4,8
	Нижняя	16,8	22,2	2,9

как в красной — всего 16,0%, гранат — соответственно 16,6 и 21,5%. Различаются морены и по обломкам пород: в коричневой морене изверженные породы составляют 5,8%, в красной — 11,3%, осадочные породы — соответственно 76,0 и 69,5%.

Как видно из данных о литологическом строении морен Верхневожского района, нет веских оснований для усматривания в налегающих друг на друга горизонтах ледникового комплекса принципиальных отличий по вещественному составу. Есть лишь факты, которые требуют детального исследования, а именно, что эти горизонты почему-то отличаются по цвету на всей площади их распространения, имеют местные различия литологии и, главное, разделены неледниковыми, водного происхождения образованиями. К этому следует добавить, что горизонты морен различаются намагниченностью¹.

Исследование Лихвинского разреза привело авторов монографии к следующим общим выводам относительно вещественного состава ледникового комплекса этих мест: бурая морена нижнего горизонта наиболее пылеватая (20%) и карбонатная (до 10%); минералогический состав ее, как и петрографический состав обломков, указывает на близкие связи отложений с подстилающими местными породами; опесчаненная (83%) морена среднего горизонта наименее карбонатная (5%), красная морена верхнего горизонта наиболее глинистая (19%). В минералогическом спектре всех трех горизонтов доминирует роговая обманка, в составе обломков достигают максимума породы Балтийской питающей провинции (шокшинский

¹ Попытка определения условий формирования верхнеплейстоценовых моренных суглинков Ленинградской области по их магнитным свойствам была предпринята Г.И. Гончаровым [Руководство..., 1976]. Моделирование в лаборатории различных условий накопления осадков позволило сделать вывод о том, что исследуемые моренные суглинки сформировались в водных условиях при наличии слабых течений.

платформы [Ружина, 1960]

Слюды	Турмалин	Циркон	Эпидот	Карбонат	Ставролит	Пироксены
5,8	1,8	3,3	2,9			
9,0	2,1	1,0	0,9			
-	-	2,0	11,3	1,3	-	-
-	-	1,3	0,3	21,4	0,1	4,0
3,1	1,9	3,2	3,4			
5,4	1,3	4,6	8,6			
1,0	-	0,9	2,9	29,4	2,5	
1,7	-	2,1	3,8	61,0	2,9	
-	1,6	-	11,4	22,8	-	
-	0,9	-	6,1	44,4	2,0	

песчаник, кварцит, диабаз и др.); по физическим свойствам горизонты морен не имеют заметных различий между собой.

В заключительных палеогеографических реконструкциях плейстоцена Русской равнины авторы монографии весьма сдержанны и осторожны. В отличие от многих предшествующих исследователей они выделяют здесь лишь среднеплейстоценовый ледниковый период, тогда как в так называемый доднепровский и позднеплейстоценовый этапы ими ледниковых явлений на исследованной территории не отмечается, а фиксируются лишь похолодания и потепления.

Таким образом, опираясь на данные многих авторов, можно сделать вывод о том, что перемежающиеся морены в едином разрезе если и отличаются по вещественному составу, то эти изменения легко объяснимы либо характером движения материала, либо спецификой выветривания исходных пород до оледенения и, по-видимому, после него. Можно констатировать, что в настоящее время в распоряжении исследователей морен нет достаточных оснований для однозначного решения вопроса об одно- или разновозрастности морен на основе одного литологического материала. Более того, литология предположительно мореноподобных образований представляет объективные возможности для объяснения формирования так называемых краевых отложений внеледниковыми — мерзлотно-нивальными в совокупности с водными процессами. Во всяком случае это касается всех горизонтов морен, кроме нижнего, днепровского.

Только присутствие межморенных (межледниковых или межстадиальных) неледниковых образований — почв, водных осадков и т.п., охарактеризованных теплолюбивой флорой и фаунистическими остатками, может дать повод и ключ к выделению разновозрастных морен.

Перейдем к обзору разрезов разновозрастных морен, имея в виду наше предшествующее заключение. Рассмотрим материалы, отличающиеся наибольшей полнотой обоснования разновозрастных горизонтов морен и межморенных отложений. В этом отношении

интерес представляет мгинский разрез. Здесь по буровым данным (Знаменская, 1959) вскрываются сверху вниз следующие отложения.

1. Песок желто-серый среднезернистый; мощность 1,8 м.
2. Ленточные глины светло-серые слюдистые; мощность 4 м.
3. Песок серый мелкозернистый, глинистый, с галькой кристаллических пород; мощность 1,2 м.
4. Валунный суглинок буро-серый плотный, с мелкими валунчиками кристаллических пород (верхняя морена); мощность 3,3 м.
5. Песок серый среднезернистый глинистый, с галькой кристаллических пород; мощность 1,1 м.
6. Глина зеленовато-черная алевритовая, с песчаными прослоями, с резким сероводородным запахом, распыленным вивианитом и остатками морской фауны; мощность 9,85 м.
7. Глина темно-серая плотная, с тончайшей полосчатой слоистостью; мощность 2,3 м.
8. Песок тонкозернистый с ленточной слоистостью; мощность 1,8 м.
9. Глина серая плотная ленточная; мощность 7,5 м.
10. Валунный суглинок серо-зеленый плотный, с мелкими валунчиками кристаллических пород (нижняя морена); мощность 1,3 м.
11. Синяя кембрийская глина.

Анализ литофациальных особенностей данного разреза позволяет выделить в первом приближении несколько характерных горизонтов: от поверхности и до глубины 7 м залегают перемытые водно-ледниковые образования (1), возможно, унаследованные от абляционной морены оледенения, к которому относится и верхняя морена (2) (7-10,3 м); в интервале 10,3-32,85 м обнаруживаются межморенные, в основном водные (озерно-речные) отложения (3), с 32,85 до 34,15 м залегает нижняя, более древняя морена (4).

На первый взгляд в приводимом разрезе имеется аналогия с разрезами Эстонии, где друг на друге залегают морены последнего оледенения, разделенные водными межморенными отложениями, мало отличающимися по составу от выше- и нижележащих ледниковых образований. Однако при аналитическом исследовании межморенных отложений мгинского разреза оказалось:

1) глины имеют морское происхождение и несут в своей толще остатки арктической, бореально-субарктической, бореальной и, наконец, бореально-лузитанской фауны; в глинах обнаружены обрывки травы, велико в них содержание органического вещества (5%);

2) отложения межморенного типа содержат спорово-пыльцевые спектры, характеризующие полное облесение территории, сопровождавшееся исчезновением болот. В глинах, соответствующих максимуму трансгрессии, по палинологическим данным просле-

живается климатический оптимум. Климат был значительно теплее современного, о чем свидетельствует широкое развитие широколиственных лесов, где было много дуба и вяза (32%), орешника, липы (2%). В конце периода господствовали вначале орешник (93%), а затем граб (26%).

До периода климатического оптимума и после него на территории господствовала тайга, где преобладающее положение занимали сосна, береза, папоротники и ель (38%). В дальнейшем вначале возросло значение сосны (65%) и березы (28%), а затем появились карликовые березы и, что особенно характерно, плаун прижатолистный. Нарастало заболачивание территории, которая, вероятно, постепенно переходила к оледенению. О.М. Знаменская считает, что в данном случае вскрыты морены валдайского (верхняя) и московского (нижняя) оледенения, разделенные отложениями миклулинского межледниковья.

Исследования О.М. Знаменской были подтверждены материалами Е.А. Черемисиновой [1959], которая исследовала в данном разрезе диатомовые водоросли. В морских глинах межледниковья встречается ряд тепловодных видов, характеризующих теплые течения Атлантики и Северного моря. Таким образом, и диатомовый анализ согласно с данными спорово-пыльцевого анализа подтверждает мнение о принадлежности морских глин мгинского разреза к межледниковой эпохе, отличавшейся более теплым климатом, чем характерный для этих краев ныне.

В 1960 г. изложенные материалы о мгинских морских межледниковых отложениях были дополнены М.А. Лавровой и М.П. Гричук. Разрез, который был вскрыт у с. Рыбацкого буровой скважиной, в общем близок по фациальному облику к описанному О.М. Знаменской, различаются лишь мощности отдельных слоев. Здесь, так же как в долине р. Мги, между моренами и водными отложениями в одном разрезе залегают морские глины. Указанные авторы относят эти глины к концу межледниковья на том основании, что они не несут признаков климатического оптимума. Новая находка мгинских межледниковых отложений на Карельском перешейке [Соколова и др., 1972] позволила еще больше утвердиться во времени о глубоком потеплении в этот период.

Морские межледниковые осадки были обнаружены и в собственно Карелии. По данным Г.С. Бискэ и Г.П. Лака [1959], наиболее полный разрез вскрыт скважиной на берегу р. Колода у дер. Кукасева. Здесь скважина прошла 16 м послеледниковых отложений, 18 м верхней морены, 18 м межморенных песков и глин, 62 м нижней морены и подстилающих ее девонских глин. Межморенные отложения характеризуются незначительным содержанием пыльцы березы, ольхи, сосны и ели и единичными зернами пыльцы дуба и лещины.

В среднем течении р. Водла межледниковые отложения вскрываются в депрессии, где на коренных кристаллических породах залегают нижняя морена. Они перекрыты верхней мореной и более молодыми

последледниковыми отложениями. Межледниковые отложения представлены шоколадно-коричневыми жирными глинами и разнозернистыми песками. Общая их мощность составляет 25 м. Диатомовый анализ показал, что глины эти относятся к пресно-мелководным осадкам озер, отличавшихся низкой температурой.

Пыльцевые спектры, свойственные описываемым глинам, характеризуются большим процентом древесных пород: березы, которая преобладает, ольхи, лещины (1,8-4,7%). Можно предполагать, что климат межледниковья был теплее, чем современный. На пресноводных глинах разреза Водты залегают морские плотные серые глины, содержащие комплекс диатомовых водорослей, морского, солоноватоводного типа. По мнению Г.С. Бискэ и Г.П. Лака, межледниковые отложения относятся к днепровско-валдайской межледниковой эпохе.

Морские межледниковые отложения были вскрыты и в Приильменской низине. По данным М.Е. Вигдорчика, Э.С. Плешивцевой и Е.А. Черемисиновой [1961], в скважине, заложенной в 63 км к северо-западу от г. Валдай (хутор Эдази), были обнаружены морские межледниковые отложения, залегающие в 85-метровой толще четвертичных накоплений. Морские осадки представлены зеленовато-серыми, тонкодисперсными, гумифицированными глинами с обломками створок моллюсков. Подстилаются глины мало мощной мореной, представленной каменистым валунным суглинком. На размытой поверхности морских глин залегают озерно-ледниковые отложения: серые алевриты с окатышами темно-серых морских глин. Еще выше лежат четыре горизонта морен, разделенных тремя межморенными песчаными горизонтами.

В морских глинах среди диатомовых водорослей встречен комплекс, характерный для мгинских межледниковых глин также морского происхождения. Однако в глинах у Эдази тепловодные формы получили большее развитие, что, вероятно, связано с более южным положением Приильменской низины.

В морских глинах Эдази в спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца древесных пород (40-70%), меньше спор (10-50%). В период осадконакопления на континенте господствовали широколиственные леса, в которых преобладал граб (56%), затем ольха (28%) и ель (20%). Временами устанавливалось подавляющее господство орешника (до 80%), к которому подмешивались дуб (20%) и вяз (15%). Такие соотношения спектра свидетельствуют о климатическом оптимуме, характеризующем время накопления морских межледниковых глин.

В комплексе лежащих над морскими глинами ледниковых и водно-ледниковых осадков, особенно в последних, преобладает пыльца сосны (57-62%) и ели (25-35%), немного - ольхи и березы, папоротников до 83%. М.Е. Вигдорчик и др. [1961] указанный комплекс отложений относят к эпохе последнего валдайского оледенения, отдельные же горизонты морен и разделяющие их водные осадки - к стадийным и межстадийным образованиям.

Все перечисленные факты свидетельствуют в пользу коренного изменения климата в Кольско-Карельской провинции в период вторжения на территорию вплоть до Мги и по Приильменской низине на юг морских вод. Подобного рода вторжения объясняются прежде всего тектоническими причинами и в начале трансгрессии не способствуют ледниковым явлениям, поскольку море могло оказывать в данном случае исключительно отепляющее влияние. В периоды же последующего похолодания климата близость моря действительно должна была способствовать возникновению ледников, в частности в горах Скандинавии, и обширной перигляциальной зоны по их периферии, в том числе на приморских равнинах (Ильменской, Молого-Шекснинской и др.), а также на низкогорье главного водораздела Европейской территории СССР (Валдайская, Валдайско-Онежская и другие гряды).

Каковы же могли быть причины материковых щитовых оледенений Северной Европы, если учитывать такие предпосылки географического положения последней, как окруженность морем и приуроченность к холодным высоким широтам?

Искать причины оледенений такого типа вне Земли — в связи с изменениями солнечной постоянной и им синхронными коренными колебаниями глобального климата — малообоснованно [Монин, 1977]. Очевидно также и то, что климатические "катастрофы" в истории Земли невероятны. С другой стороны, вполне возможны планетарные, чисто земные предпосылки глобального или регионального похолодания, во-первых, вследствие поднятия и опускания континентов, а во-вторых, в связи с реакцией системы атмосфера — океан — суша на колебания распределения приходящего солнечного тепла (колебания наклона экватора Земли к плоскости ее орбиты и элементов земной орбиты, содержание аэрозолей, углекислого газа, озона). В результате совокупного действия этих двух факторов постепенное кайнозойское похолодание привело к снижению средних годовых температур на несколько градусов.

Однако одного похолодания было мало, для того чтобы началась эпоха оледенения в районах, в которых это похолодание в таких условиях обычно вызывает лишь ужесточение континентального климата и уменьшение количества осадков. Требовались повышенная обводненность суши и как следствие этого — рост количества твердых осадков, возможно, даже без существенного увеличения общего их количества. В этой связи напомним об основополагающих материалах Н.М. Страхова [1948] о том, что геократический период глобальных поднятий на Земле начался лишь в верхнем плиоцене, тогда как бóльшую часть кайнозоя на территории Европы соотношения суша — море были в пользу последнего. От этой эпохи Европа унаследовала гигантские внутриконтинентальные бассейны озерного типа, которые деградировали весьма и весьма медленно в ходе нараставших дифференцированных тектонических движений. Глобальное поднятие континентов в плейстоцене сопровождалось локальными опусканиями, в частности берега Ледовитого

океана на всем его протяжении — от Белого до Берингова моря. Переохлажденные и ледовитые воды океана проникали далеко на юг на всем протяжении северного побережья Европы. Можно предположить, что вторжение переохлажденных океанских вод способно было привести к иному, чем ныне, соотношению суша — море на уже сильно охлажденном за счет поднятия континента и охваченном мерзлотой севере Европы. Кроме того, здесь обширные площади покрывали реликтовые озерные бассейны, замерзавшие в ходе охлаждения территории и тем самым усиливавшие изменения климата в сторону ледникового.

Все это в совокупности могло способствовать трансформации климата из континентального сухого, исключая возможность покровного оледенения, в холодный морской, ледникового типа, отличающийся не только низкими средними годовыми температурами, но и повышенной долей твердых осадков в общей их сумме. На территории севера Европы в таких условиях мог воцариться морской ледниковый климат типа гренландского.

Очевидно, в этих условиях должны были также расширяться очаги горного оледенения Скандинавии, возникали и расширялись ледовые главного водораздела ЕТС, замерзали гигантские реликтовые водоемы, трансгрессировала многолетняя мерзлота. При условии максимальной мощности ледникового щита в Скандинавии происходили быстрые дебалансовые разгрузки (пульсации) масс льда по понижениям рельефа в сторону преобладающего уклона поверхности, т.е. на юг и юго-восток. Ледниковые языки двигались при минимальном трении, скользя по подстилающей поверхности, так как последняя была прикрыта озерным и речным льдом. По периферии ледникового щита и под ним широко распространялась мерзлота, трансгрессировавшая по мере движения ледника в тех же направлениях.

Можно предположить, что совокупность подобного рода благоприятных условий на территории такого обширного региона, как Европа, повторялась нечасто и через сравнительно длительные периоды (сотни тысяч лет). Оледенение Европы постепенно, с течением времени и исчезновением благоприятных сочетаний суша — море (поднятия охватывали периферические части Евразии, в том числе побережье Северного Ледовитого океана) деградировало, осциллируя и замирая на отдельных рубежах территории.

Обычно считается, что таяние ледникового покрова происходит сравнительно быстро, в течение 1000 лет или немногим более. Представляется, что это не так. Таяние ледникового щита при изменении условий его существования (исчерпание эффекта Миланковича или аэрозольного и др., регрессия переохлажденных вод), по-видимому, сопровождалось неоднократными затухающими инерционными осцилляциями его края: примером этому могут служить сёрджи Гренландии и Антарктиды.

ЛЕДОВО-МЕРЗЛОТНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вечная мерзлота как интразональное географическое явление обусловлена климатом. Однако в зависимости от изменчивости в пространстве и времени географических и геологических условий — увлажнения, температур, радиационного баланса, с одной стороны, положения, характера и состава грунтов — с другой, этот компонент природы также весьма изменчив и в пространстве, и во времени.

А.И. Попов [1955, 1960, 1967, 1976], анализируя историю вечной мерзлоты в четвертичный период, приходит к выводу о том, что с наступлением оледенения в Евразии ландшафты прилежащих к ледниковым областям территорий существенно изменились. Ледниковые покровы оказывали сильнейшее охлаждающее влияние на климат, снижая температуру и изымая из кругооборота и консервируя большую часть влаги. Климат прилежащих к ледникам областей становился суровым и весьма сухим. Однако, безусловно, определенная и большая часть влаги оставалась в не закрытых льдами грунтах и почвах по периферии ледников, какая-то часть мигрировала от ледников к не занятым ими пространствам. Естественно, что при суровом климате приледниковых областей в толще почв и грунтов могли накапливаться подземные льды разных типов или собственно вечная мерзлота.

А.И. Попов в этой связи ставит вполне резонный вопрос о пересмотре представлений об антагонизме мерзлоты и оледенения. По-видимому, в данном случае правильнее говорить о парагенезисе природных образований, соседствующих в пространстве и взаимно обуславливающих друг друга. В самом деле, в Гренландском ледниковом куполе на глубине 130 м отмечена температура -24°C , что обеспечивает формирование под ледниками вечной мерзлоты мощностью 500–700 м. Поэтому подземные льды — образования, парагенетичные наземным льдам, а следовательно, близкие последним по возрасту и могущие существовать одновременно. Однако если ледники формируются вследствие понижения температур, обязательно сопровождаемого увеличением количества твердых осадков, то подземные льды накапливаются благодаря суровости континентального климата с весьма низкими температурами зимы, сменяющимися положительными температурами лета, и количеством осадков, способных, во-первых, нацело растаять, а во-вторых, накапливаться в грунтах, чтобы затем замерзнуть. Следует лишь подчерк-

нуть, что наиболее благоприятные для развития мерзлоты климатические условия действительно отличаются от таковых для наземных ледников, хотя имеется пространственная и временная синхронизация этих разнородных явлений.

Подземные льды образовались как за счет замерзания почвенно-грунтовых и озерно-речных вод и конденсации в твердую фазу водяных паров, так и вследствие проникновения поверхностных и грунтовых вод в поры, полости речных и озерных осадков и морозобойные трещины. По-видимому, концепция грунтово-поверхностного замерзания природных вод и формирования подземных льдов не противоречит концепции питания водами рек, озер и подземными водами влагоемких смерзающихся грунтов. Наоборот, они лишь дополняют друг друга.

Е.М. Катасонов [1962] и А.И. Попов [Попов, Катасонов, 1975] считают, что формы, размеры и условия залегания ледяных образований и включений в разных типах четвертичных отложений зависят прежде всего от рельефа и фациальных особенностей вмещающих льды пород. Однако общим при этом является то, что в промерзающих рыхлых породах ледяные включения образуются вследствие миграции влаги, значительная часть которой подтягивается в породы извне, в том числе снизу.

В ряде своих работ В.В. Баулин с сотрудниками [Баулин, 1960; Баулин и др., 1960; Баулин, Шмелев, 1962] рассматривали особенности древних мерзлотных форм в рыхлых отложениях плейстоцена разных генетических типов и пришли к выводу, что имеются веские доказательства существования в высоких широтах (севернее 64° с.ш.) многолетнего промерзания на протяжении всего верхнеплейстоценового времени. Об этом же свидетельствуют данные Т.Н. Каплиной [1968] по Северной Двине. В 1959 г. опубликован [Швецов, 1959] расчет промерзания и оттаивания горных пород при определенных условиях (табл. 26). Он подтверждает большую длительность существования мерзлотной зоны. Учитывая то обстоятельство, что мощность накопившихся мерзлых толщ бывает значительно выше принятой в расчете (мощность мерзлой толщи в борту долины р. Виллой — 800 м, в борту долины в бухте Кожевникова — 600 м [Баранов, 1959]), можно полагать, что возраст мерзлоты в отдельных районах еще больший [Кудрявцев, 1968]. Это дает основание для парагенетического сопоставления, а не противопоставления по крайней мере одновозрастных мерзлоты и оледенения. Следовательно, мерзлотные явления могут происходить одновременно с ледниковыми на соседствующей или даже той же территории¹. Последний вывод подтверждается признаками реликтовой мерзлоты в заведомо ледниковых районах.

¹ В настоящее время площадь сплошной и пятнистой вечной мерзлоты достигает более 20% площади суши на Земле, из них $7,6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ — сплошная, а $17,3 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ — пятнистая [Унтерштейнер, 1977].

Таблица 26

Длительность промерзания и оттаивания горных пород (амплитуда температур 6°, средняя $T=0^\circ$, рассчитано моделированием Л.Н. Кридок, В.Г. Меламедом, М.Д. Головки) (по Н.Швецову [1959])

Влажность грунта, %	Коэффициент тепло- проводности грунта, ккал/м·ч·град		Коэффициент температуро- проводности мерзлого грунта, м ² . ч	Глубина промер- зания H_{\max} , м	Промер- зание, тыс. лет	Сохран- ность мерзлой толщи, тыс. лет
	мерзлого	талого				
10	2,2	1,70	0,00403	180	33	52
15	2,5	1,88	0,00422	196	33	54
20	2,8	2,10	0,00439	210	33	55,3

Приведем краткий перечень широкоизвестных мерзлотных образований: трещинные полигоны, наиболее часто встречающиеся в тундре с неглубоким залеганием слабо оттаивающей мерзлоты; бугристый рельеф, формирующийся в результате зимнего промерзания деятельного слоя грунта при обильном увлажнении интервала между слоями сезонной и вечной мерзлоты; медальонная тундра, каменные многоугольники, каменные полосы и т.п., связанные с трещинообразованием, морозным пучением, формированием "гребенчатого" льда в условиях кратковременного действия мороза; формы рельефа, связанные с солифлюкцией или течением переувлажненных грунтов, формирующихся в ходе промерзания-оттаивания; каменные потоки, курумы, моря и т.п., образующиеся в сложных условиях сползания и аблювиального выноса вмещающего мелкозема, а также пучения; нагорные террасы — формы морозного выветривания и склонового сноса; наконец, термокарстовые формы. Все эти образования весьма специфичны и характерны именно для мерзлотной зоны. В комплексе они созданы особыми процессами гипергенеза при недостатке тепла и избытке холода с доступом влаги.

ПРЕДПОСЫЛКИ РАЗВИТИЯ МЕРЗЛОТЫ

Детерминизм между климатом, сезонной промерзаемостью почв и грунтов, накоплением мерзлоты с переходом ее в "вечное" состояние рассматривается в общем виде так. Считается, что отрицательные среднегодовые температуры обуславливают трансгрессивное развитие вечной и сезонной мерзлоты, тогда как отсутствие вечной мерзлоты даже при наличии сезонного промерзания свидетельствует о положительных среднегодовых температурах. По-видимому, указанные общие соображения в целом правильны. Но, как свидетельствуют В.А. Кудрявцев [1966а,б] и Б.М. Достовалов [Достовалов, Кудрявцев, 1967], редко обсуждается вопрос об изменениях теплооборотов почвы и грунтов в слое годовых колебаний температур в зависимости от географической широты или

высотных отметок местности. Можно сказать, что эти вопросы появились только в последнее время [Гасанов, 1976, 1978], но еще раньше А.В. Павлов [1974, с. 49] справедливо указывал, что "промерзание и оттаивание горных пород обусловлены периодическими изменениями притока солнечной радиации". В этой связи ниже рассматриваются некоторые вопросы географического распространения и мощности мерзлоты.

Как известно, И.Я. Баранов [1959, 1962] составил геокриологические карты СССР, где в раннем варианте (рис. 7) выделяются зоны арктическая, субарктическая — умеренная и южная, в более позднем варианте — северная, континентальная с двумя подзонами — центральной и южной — и две шельфовые зоны. В этих попытках районирования мерзлотной зоны основной упор делался на общие соображения, указанные выше.

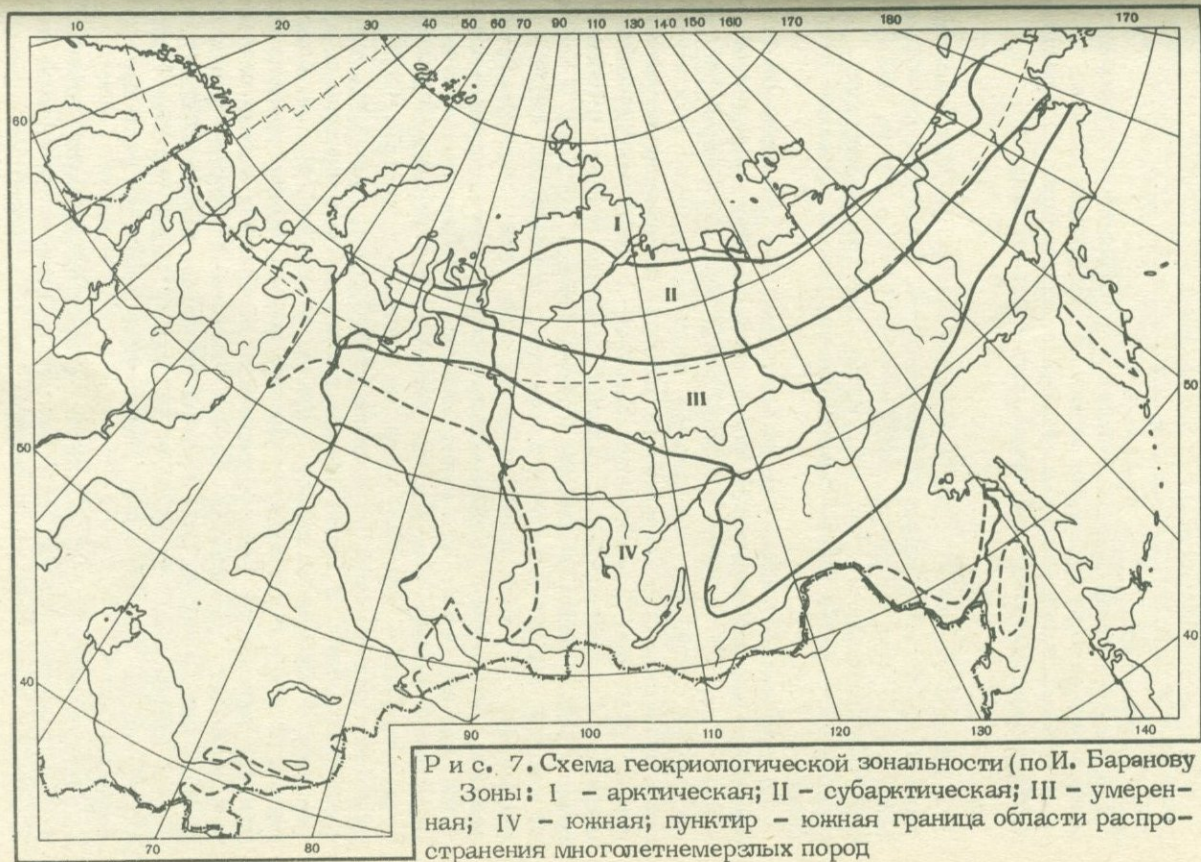
Наиболее удачной, с нашей точки зрения, попыткой рассмотреть и решить региональные закономерности развития мерзлых толщ в СССР является исследование Н.А. Граве и В.В. Баулина [1975]. Эти авторы считают общим законом развития многолетнемерзлых толщ на протяжении четвертичного периода широтно-зональные и высотно-поясные предпосылки, обусловленные солнечным излучением и шарообразностью вращающейся Земли, которые по естественным причинам корректируются азональными факторами, такими, как литология, увлажнение и тектоно-геоморфологическая приуроченность грунтов и т.д. На территории СССР выделяются следующие провинции мерзлотной зоны.

1. Восточно-Европейская равнина, в пределах которой южная граница мерзлых толщ проходит по 67° с.ш., опускаясь в Приуралье к 65° с.ш. Температура мерзлых пород достигает здесь $5,5^{\circ}\text{C}$, мощность толщ — 400–500 м.

2. Западно-Сибирская равнина, в пределах которой встречена двухслойная¹ мерзлая толща. Мощность верхнего слоя от 40–80 м на севере провинции до 10–12 м на юге. Мощность нижнего, реликтового, слоя колеблется от 200–300 м ($61\text{--}62^{\circ}$ с.ш.) до 50–100 м ($60\text{--}55^{\circ}$ с.ш.). Кровля второго слоя залегает на глубине до 200 м, подошва — 300–400 м. Реликтовые, погребенные, разобценные между собой талой породой мерзлые толщи уникальны для всей в целом мерзлотной зоны.

3. Средне-Сибирское плато, в пределах которого большая часть криогенных толщ имеет наиболее древний возраст, сплошное распространение и большую мощность (1500–1800 м), а также низкую температуру (от -2 до -16°). Лишь на юге провинции мерзлая толща приобретает прерывистое распространение, малые температуры (от 0 до -2°) и имеет небольшую мощность (100–200 м).

¹ Многослойная мерзлота встречена и в других районах СССР [Зорин, 1959].



Р и с. 7. Схема геокриологической зональности (по И. Баранову)
 Зоны: I - арктическая; II - субарктическая; III - умеренная; IV - южная; пунктир - южная граница области распространения многолетнемерзлых пород

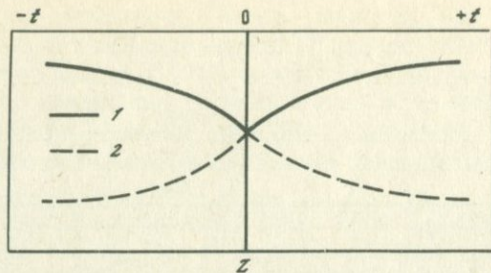


Рис. 8. Изменение глубин сезонного протаивания и промерзания почвы в зависимости от широты местности [Кудрявцев, 1961а]

1 — сезонное промерзание и оттаивание горных пород; 2 — распространение годовых колебаний температур в горных породах

4. Северо-Восток СССР, в пределах которого (на равнинах) заметно проявление широтной зональности. Мощность криогенных толщ с севера на юг уменьшается от 500–600 до 300 м, температура же повышается до -6 , -1°C . Следует подчеркнуть, что льдистость мерзлых толщ Тихоокеанского района достигает 50% и более.

Из приведенного обзора становится ясно, что региональные особенности многолетнемерзлых толщ определяются зональностью, а также и то, что в связи с разной мощностью и температурой региональных толщ их инерционная способность, т.е. способность существовать за счет накопленного холода в изменившихся условиях весьма различна. Факты свидетельствуют о том, что наибольшей инерционной способностью обладают мерзлые толщи в условиях, резко континентального климата Средней Сибири, на запад и восток от которой падают мощности и нарастают температуры подземного оледенения. У этой закономерности есть свои гидрофизические причины, связанные с региональными особенностями миграции влаги.

Но так или иначе все равно остается неясным, почему в некий отдаленный момент сезонное промерзание, раз возникнув в толще почв и грунтов в холодный сезон, не исчезает в теплый? Наоборот, сезонное промерзание, вызвавшее многолетнюю мерзлоту, стало трансгрессировать в более теплые районы и ныне привело вечную мерзлоту в Сибири на широту чуть ли не Минска, Москвы и даже южнее. С другой стороны, до сих пор неясно, почему вдоль южной границы мерзлотной зоны спорадически разбросаны очажки островной мерзлоты, разделенной полем "таликовых" пород? Дегрессирует ли или, наоборот, трансгрессирует вечная мерзлота? Если даже учесть инерционную способность мерзлоты, каким образом "таликовая" толща не поглотила мерзлотные очаги за счет простого теплообмена?

Широкоизвестен показательный график [Кудрявцев, 1961а,б, 1963] изменения глубин сезонного промерзания и протаивания почв в зависимости от широты местности (рис. 8). Совершенно очевид-

Таблица 27

Изменение глубины распространения годовых колебаний температуры при сезонном промерзании и оттаивании [Кудрявцев, 1961а]

Средняя годовая температура, °С	Глубина сезонного промерзания или оттаивания, м	Глубина распространения годовых колебаний температуры, м				Количество незамерзающей воды в мерзлых породах, % к сухой навеске
		Область сезонного промерзания		Область сезонного протаивания *		
		от подошвы сезонно-мерзлого слоя	от поверхности земли	от подошвы сезонно-мерзлого слоя	от поверхности земли	
0	3,9*	0	3,9	0	3,0	12
1	3,4	8,4	11,8	2,2	5,6	9
3	3,0	12,5	15,5	5,0	8,0	6
5	2,7	15,0	17,7	7,0	9,7	4
10	1,9	17,0	18,9	9,5	11,4	2
15	1,1	18,0	19,1	11,0	12,1	1

* Область распространения многолетней мерзлоты.

Таблица 28

Некоторые климатические характеристики Воркутинского района и глубина залегания мерзлоты (м) в естественных условиях [Павлов, 1965]

Климатические и мерзлотные характеристики	Годичные циклы охлаждения и нагревания			
	1957-1958	1958-1959	1959-1960	1960-1961
Средняя температура воздуха, °С:				
годовая	-8,6	-5,5	7,9	-4,5
за холодный сезон (X-V)	-15,8	-12,8	-15,4	-11,4
за теплый сезон (VI-IX)	5,8	9,1	7,2	9,3
Солнечная радиация, кал/см ²	-	55	61	64
Высота снежного покрова, см	70	57	78	97
Глубина залегания мерзлоты (в сентябре последнего года), см	2,3	3,0	5,5	6,1

но, что глубина сезонного промерзания почвы постепенно увеличивается с юга на север и достигает максимума у южной границы области распространения многолетнемерзлых пород. Далее к северу, в зоне мерзлых пород, наблюдается лишь сезонное протаивание почвы, глубина которого неуклонно уменьшается. Намеченная общая закономерность нарушается рядом причин: на той же широте местности при резко континентальном климате глубина сезонного промерзания больше, чем при морском; глубина сезонного промерза-

Таблица 29

Климатические характеристики и глубина промерзания грунтов в Загорском

Климатические и мерзлотные характеристики	1950г.	1951г.	1952г.	1953г.
Средняя зимняя температура воздуха, °С	-7,5	-7,5	-6,2	-8,1
Высота снежного покрова, см	63	45	86	70
Глубина промерзания на естественной площадке, см	18	28	18	9

ния и протаивания зависит от амплитуды температур воздуха и на поверхности почвы (наибольшая при континентальном климате), от состава и влажности почв; в многолетнемерзлой толще (мерзлотной зоны) глубина проникновения годовых колебаний температуры меньше в 1,5–2 раза, чем в породах вне этой зоны (табл. 27).

Довольно детально вопросы теплообмена промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой рассмотрены А.В. Павловым (1965). Этот исследователь проделал большое число опытных наблюдений в разных условиях. Им используются данные по Воркутинскому району и Подмосквью (табл. 28, 29). В результате наметились следующие важные выводы. Было установлено, что температура поверхности грунтов перед образованием устойчивого снежного покрова бывает, как правило, выше температуры воздуха. Изменение температуры поверхности грунтов под снежным покровом в течение зимнего сезона зависит в первую очередь от мощности снежного покрова и от запасов накопленного за летний сезон тепла в грунте. Чаще всего температура поверхности грунтов под снегом меняется медленно. При высоком снежном покрове (0,5–0,7 м) колебания температуры за весь зимний сезон на превышают 5°С. При снежном покрове малой мощности колебания температур достигают 15–20°С и более. На основании приведенных данных можно видеть, что глубина сезонного протаивания и глубина про-

Таблица 30

Распространение отрицательных температур по глубине за четыре зимы в естественных условиях Салехарда [Кондратьева, Труш, 1961а]

Климатические характеристики	1954–1955гг.	1955–1956гг.	1956–1957гг.	1957–1958гг.
Высота снежного покрова, см	40	50	55	65
Время выпадения снега	–	Конец X	Конец IX	Начало X
Температура (°С) грунта на глубине, м				
0,7	-9,9	-3,0	-3,0	-4,0
1,4	-3,0	-2,0	-1,5	-0,5
2,1	-1,0	-1,0	-0,4	-0,1
2,8	-0,1	-0,5	-0,1	0,0
3,5	-0,1	-0,3	-0,1	-0,1

районе за 1950–1959 гг. [Павлов, 1965]

	1954г.	1955г.	1956г.	1957г.	1958г.	1959г.
	-8,9	-6,0	-10,2	-5,8	-7,2	-5,9
	31	95	69	54	67	71
	62	8	22	14	9	12

мерзания зависят от высоты снежного покрова и от режима температур.

Зависимости между климатом и глубиной сезонного промерзания и протаивания в течение ряда лет в районе Салехарда изучались К.А. Кондратьевой и Н.И. Труш [1961а,б]. На основе наблюдений были сделаны заключения о том, что главную роль в проникновении отрицательных температур на глубину в толщу грунтов играет высота снежного покрова (табл. 30). По существу, к подобным же выводам пришли В.А. Моцанский и А.А. Мулина [1961] на основании исследований на территории Лено-Вилейского междуречья.

О весьма сложном соотношении температур воздуха и грунтов, разделенных снежным покровом разной мощности, говорят данные Л.Н. Крицок (1964) по району Игарки (табл. 31). Как и материалы некоторых других исследований, они показывают, насколько сложен

Таблица 31

Среднемесячная температура поверхности грунтов под снегом [Крицок, 1964]

Период	Температура воздуха, °С	Снежный покров			Глубина промерзания, м	Температура на поверхности, °С	
		мощность, м	плотность, г/м ³	теплопроводность, ккал/м·ч·град		расчетная	истинная
1948г.							
XI	-13,7	0,25	0,20	0,096	0,30	-0,83	-1,0
XII	-28,4	0,30	0,22	0,118	0,50	-2,80	-2,7
1949г.							
I	-19,9	0,50	0,24	0,138	0,85	-2,28	-2,3
II	-22,9	0,60	0,25	0,150	1,00	-2,80	-2,7
III	-19,7	0,70	0,25	0,150	1,10	-2,28	-2,05
IV	-6,1	0,70	0,27	0,175	1,23	-0,89	-0,85
IX–IV	-18,6	0,70	0,23	0,127	1,23	-2,05	-1,9
Среднезимняя							
18. XII	-49,2	0,35	0,22	0,118	0,59	-4,20	-4,3
Абсолютный минимум							
8. IV	-2,0	0,70	0,26	0,160	1,23	-0,26	-0,1
Абсолютный максимум							

Т а б л и ц а 32

Химический состав (мг/л) льда и надмерзлотных вод вне зоны

Место отбора пробы	Водопункт	pH	Pb	Cu
Правый берег р. Верхний Хюгдюкант	Источник	6,2	0,7	0,7
Правый берег р. Северной, в 112 км от устья	Лед	6,4	0,8	2,4
	Источник	6,4	0,25	5,0
	Лед	6,6	0,45	5,4

Т а б л и ц а 33

Химический состав (мг/л) вод в пределах некоторых зон сульфид

Место отбора пробы	Водопункт	pH	SO ₄
Месторождение Норильск I	Скважина	5,6	50
	Карьер	2,0	210
Оруденение, бассейн р. Серебряной	Ручей-капез	4,8	90
	мерзлой породы	3,0	530
Оруденение, бассейн р. Куломбэ	То же	2,0	1125

ход соотношений климатических факторов и мерзлотных характеристик. Однако ясно, что глубина промерзания более всего связана с температурой воздуха и мощностью снежного покрова. Глубина протаивания более непосредственно связана с температурами воздуха, что вполне понятно, хотя здесь, по-видимому, существенную роль играют влажность и состав протаивающих грунтов [Сайпл, 1955а,б].

С целью показать роль мерзлоты и ее вод как фактора трансформации вещественного состава новейших образований приведем результаты наблюдений С.Л. Шварцева [1965] над физико-химическими процессами в толще многолетнемерзлых пород. Эти данные показывают, что в деятельный слой в тектонически ослабленных зонах даже в течение зимы вместе с подмерзлотными водами постоянно поступают химические элементы, которые летом обогащают талые мерзлотные воды. Поток химических элементов (табл. 32) снизу вверх приводит к образованию и накоплению легкорастворимых минералов в зоне деятельного слоя. Совпадение содержания компонентов в надмерзлотных водах и льде свидетельствует о том, что химическое разрушение горных пород отражается на составе льда, а затем преимущественно — на составе надмерзлотных вод.

Наиболее активно идет минерализация надмерзлотных вод и льда в пределах зон сульфидной минерализации, как известно, всегда тяготеющих к зонам тектонической трещиноватости и жильных образований. В зонах оруденения процесс обмена усиливается

минерализации [Шварцев, 1965]

Zn	Ag	Ni	Cr	Sn	Mn
21,0	0,07	0,7	2,1	Следы	7,0
24,0	0,08	0,8	2,4	"	8,0
6,0	0,5	0,5	0,5	"	30,0
9,0	0,45	Следы	0,9	"	18,0

ной минерализации [Шварцев, 1965]

Cu	Ni	Pb	Zn	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺
0,9	12,0	1,3	1,5	2,0	—
18,0	300	13,5	30	120	12
0,05	—	—	0,5	2,0	—
0,4	0,5	—	9,8	4,0	3
15,0	—	0,6	2,3	8,0	600

не только благодаря интенсификации процессов окисления сульфидных руд по сравнению с участками, лишенными таких рудных проявлений, но и в связи с приуроченностью к зонам оруденения глубоких дрен, выводящих к дневной поверхности подмерзлотные воды (табл. 33). Этими дренами служат тектонические трещины.

МЕХАНИЗМ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЯХ

Подземное льдообразование, наиболее полно рассмотренное Е.А. Втюриной и Б.И. Втюриным (1970), развивается и тогда, когда грунты до начала промерзания содержат влагу, заполняющую его поры или их часть и замерзающую при охлаждении, и когда они этой влаги не содержат. В случаях отсутствия в грунтах влаги или при неполном заполнении пор последние насыщаются водой за счет поверхностных влагозапасов (речные, озерные, атмосферные воды и водяной пар, снег, лед).

О роли мерзлотных процессов в миграции влаги свидетельствуют данные И.Г. Яркина [1965], отпрессовавшего поровые растворы из суглинков Подмоскovie (табл. 34). В эксперименте И.Г. Яркина исходная влажность суглинков была одинакова — 26%. Проведенные опыты позволили сделать заключение о том, что при положительных

Таблица 34

Результаты отпрессования поровых растворов из мерзлых и талых суглинков [Яркин, 1965]

Температура, °С	Давление, кгс/см ²			Количество отжатого раствора от исходной влажности, %	Химический состав отжатых вод, мг-экв/л	
	приложенное	критическое	избыточное		Ca + Mg	Si
4	1000	-	1000	62,7	4,28	5,5
	850		850	61,2	4,14	6,5
	670		670	58,0	4,35	5,9
	500		500	54,4	4,76	6,6
	250		250	46,4	4,78	6,2
-3	1000	400	600	57,2	4,46	6,1
	850		450	53,2	5,36	6,9
	670		270	50,1	5,93	7,0
	500		100	38,6	6,72	8,0
-5	1000	615	385	-	6,03	7,6
	850		235	47,9	7,84	10,2
	670		55	46,1	-	-
-7	1000	835	165	46,8	6,81	9,0
	850		15	32,7	7,11	8,4
-8,5	1000	925	75	43,4	7,18	8,9

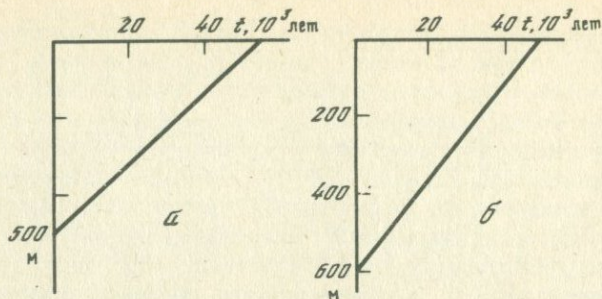
температурах и талых грунтах количество отжимаемого раствора увеличивается с увеличением давления. В то же время минерализация отжимаемых растворов уменьшается с увеличением количества отжатого раствора. Последние выводы были известны и ранее. Важным результатом эксперимента стало открытие того, что, во-первых, количество раствора, отжатого при одной температуре, увеличивается с ростом давления; во-вторых, что при одном и том же давлении количество отжатого раствора понижается с уменьшением температуры. Особенностью мерзлых образцов следует считать то, что отжимание растворов из них может происходить при давлении, превышающем критическое и названном поэтому избыточным. В мерзлых грунтах, таким образом, как и в талых, при простом росте давления количество отжатого раствора растет с увеличением избыточного давления. Опыт Яркина показывает громадную роль в изменении объема грунта воды, удаляющейся под давлением, а следовательно, и насыщающей грунт при снятии давления. В мерзлых же грунтах к "гидратационным" колебаниям объема добавляются "ледовые". Прирост объема в последнем случае может обуславливаться не только набуханием, но и замерзанием толщ.

Итак, потенциальные возможности грунтов насыщаться водой и отдавать ее велики и могут считаться доказанными. Возникает вопрос о том, какие силы определяют миграцию влаги к фронту промерзания и почему в замерзшем грунте количество льда в водном эквиваленте (суммарная льдистость) больше, чем в талом грунте?

Е.А. Втюрина и Б.И. Втюрин [1970] связывают миграцию влаги к фронту промерзания с кристаллизацией ее части, поскольку возникновение кристалла льда приводит к образованию вокруг него пленки связанной воды, стягивающейся на кристалле. За счет утонения пленки связанной воды и расклинивающего давления пленки слабо связанной воды, подтягивающейся к ледяному кристаллу и ограничивающей его рост, и происходит "дополнительное" насыщение грунта водой. К подобным выводам приходит и В.Г. Меламед [1970], подчеркивая, впрочем, большую трудность решения "сопряженных" задач, описывающих процессы тепло- и массообмена в грунтах мерзлотной зоны. Этот автор считает, что ход процесса здесь зависит от вида зависимости теплопроводности мерзлого грунта от льдистости.

Проблема льдообразования в мерзлых и промерзающих толщах с момента выхода в свет основополагающей работы Втюриных рассматривалась многими исследователями. Так, В.А. Кудрявцев и Э.Д. Ершов [1975] исследовали этот процесс, учитывая температурный градиент в условиях действия одномерного стационарного теплового потока. Р.Д. Миллер [1975] приводит описание эксперимента, в котором вода перемещалась через заполненное льдом пространство и создавался эффект таяния льда на одной стороне "барьера" и его нарастания — на другой, более удаленной. Э.Д. Ершов и др. [1973], исследуя процесс влагопереноса в водонасыщенных тонкодисперсных грунтах, отмечали ту характерную особенность, что движение воды здесь происходит как параллельно, так и перпендикулярно направлению действия силы гравитации, т.е. и по вертикали, и по горизонтали, причем не наблюдается больших различий в плотности потока влаги.

Очевидно, во влагопереносе в мерзлых грунтах решающую роль играют не только силы кристаллизации (они способствуют раздвижению скелета грунта, тем более, что кристаллы льда имеют тенденцию расти и увеличивать порозность), но и теплообмен. На этот вопрос, с нашей точки зрения, исчерпывающе отвечает эксперимент, поставленный С. Тейлором и Дж. Кэри [1966]. Анализ большого экспериментального материала показал, что достаточно даже сравнительно небольшой разности температур, чтобы вызвать движение воды в почве. При сохраняющемся в ходе опыта градиенте температур наблюдалось постепенное уменьшение разности гидравлических напоров. По С. Тейлору и Дж. Кэри, это связано, по-видимому, с изменением проводимости (вследствие изменчивости состояния) почвы для воды или с накоплением ионных контрсил. Передвижение воды наблюдалось и при создании градиента электрического потенциала. Возникающая под действием постоянного тока и



Р и с. 9. Предельное время деградации многолетней криолитозоны в результате скачкообразного повышения температуры ее поверхности до точки плавления [Шарбатян, Шумский, 1976]

Первоначальные гидрофизические характеристики криолитозоны: *a* - 0,2%-ное влагосодержание пород; *b* - 12,5°C

градиента электропотенциала разность температур вызывала движение воды. В ходе опыта разность напоров постепенно падала, что было связано с изменением физического состояния всей системы в целом (вода - почва) или с изменением электропроводности почвы и ее гидравлической проводимости.

Фундаментальный, базовый опыт С. Тейлора и Дж. Кэри дает основания для рассмотрения подходов к общеландшафтным закономерностям формирования и эволюции мерзлоты. Можно сделать такие предположения.

1. В условиях резко континентального климата Средней Сибири при существенном переохлаждении грунтов под влиянием весьма низких среднегодовых температур происходит наиболее интенсивное перераспределение влаги и быстрый переход ее в твердую фазу. Здесь наиболее велик градиент температур между фронтом и тылом водотока. Поэтому при резком снижении температур воздуха и грунтов осенью и длительном выхолаживании зимой миграция влаги и нарастание мерзлой толщ идет здесь наиболее быстро, а растаивание, наоборот, медленно. При сохранении климатических условий (низкие среднегодовые температуры) происходит трансгрессия мерзлоты с охватом ею все больших объемов породы вглубь и территории вширь. При потеплении климата низкотемпературная мощная мерзлота наиболее консервативна, весьма трудно деградирует и, обладая повышенной инерционной способностью, дольше сохраняется в рыхлых грунтах.

2. В условиях континентального климата Восточно-Европейской, Западно-Сибирской равнин и Тихоокеанского побережья Дальнего Востока при сокращенном периоде выхолаживания грунтов происходит менее интенсивное перераспределение влаги, температура мерзлых толщ повышается, понижается их мощность и, следовательно, уменьшается инерционная способность.

Эти предположения подтверждаются и результатом некоторых

численных экспериментов. Можно сослаться на выводы А.А. Шарбатяна и П.А. Шумского [1976] о том, что период инерции (сохранности) достаточно мощной мерзлоты при меняющихся условиях гидротермики на поверхности достигает 50 тыс. лет (рис. 9).

Следовательно, в условиях холодного и умеренно-холодного континентального климата колоссальные запасы воды переходят в "законсервированное" подземное состояние, сохраняясь в грунтовых толщах в течение нескольких десятков тысяч лет. И если даже климатические условия изменяются на более умеренные или просто теплые, при которых наземное оледенение деградирует и исчезает, захороненная в грунтах на большой глубине мерзлота продолжает существовать еще долго, не будучи быстро поглощена за счет простого теплообмена между холодной и теплой массами грунта.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЯХ

Мерзлотные процессы очень существенно изменяют новейшие рыхлые отложения и особенно промерзающие и оттаивающие почвы [Цытович и др., 1957]. Основным, ведущим процессом при осадконакоплении в мерзлотной зоне оказалось пылеобразование. Согласно материалам полевых наблюдений и лабораторных исследований в почвах мерзлотной зоны содержится в среднем 50-60% фракции пыли (максимально 75-80%). Было доказано [Нерсесова, 1957; Тютюнов, 1960, 1965], что накопление пыли связано не только с физическим раздроблением более крупных минеральных частиц, но и с агрегацией частиц до размеров пыли за счет "слипания" более мелких минеральных зерен с накапливающимися в почве продуктами химического распада, вынос которых в мерзлотной зоне угнетен (табл. 35, 36).

На повышенное содержание пыли в грунтах многолетнемерзлотной зоны как специфическую ее черту указывал в 1963 г. Н.Ф. Полтев. Он, как и З.А. Нерсесова и И.А. Тютюнов, считает, что пылеватую фракцию слагают два вида частиц: элементарные и агрегаты. К этому приводят физико-механические, химические и микробиологические процессы. Об этом свидетельствует не только большое количество пылеватых вторичных агрегатов, но и их расщепление, пептизация.

В 1966 г. Н.Ф. Полтев поставил серию оригинальных опытов по исследованию песчаных частиц, подвергавшихся многократному промораживанию при доступе дистиллированной воды и насыщенной 0,5 N растворами (табл. 37). Оказалось, что как лед, так и кристаллы соли оказывают расклинивающее действие на песчаные, даже кварцевые частицы, поверхность которых покрывалась сеткой микротрещин. Интересно, что растрескиванию подвержены в основном частицы свыше 0,25 мм в поперечнике, более мелкие частицы оставались неизменными.

Таблица 35

Механический состав (%) на абсолютно сухую навеску грунта
Тютюнов, 1960]

Глубина, см	Фракция, мм			
	1-0,25		0,25-0,05	
	1	2	1	2
10-20	0,94	0,82	30,07	23,00
20-30	3,50	1,18	24,92	18,20
30-40	2,88	2,64	18,92	18,52
40-50	2,20	4,31	17,82	25,26
50-60	1,83	5,83	16,32	30,93
70-80	1,52	2,46	16,65	20,26
80-90	1,93	3,08	16,86	21,76

Таблица 36

Изменение агрегатного состава (%) пылеватого суглинка из
замораживания - оттаивания (по З. Нерсесовой [1957])

Грунт	Положе- ние в разрезе	Фракция, мм		
		1,0- 0,25	0,25- 0,05	0,05- 0,01
Железистый суглинок до заморзания	Верх	Следы	5,6	68,1
	Низ	"	3,7	66,5
после заморзания	Верх	"	14,8	65,0
	Низ	"	53,0	33,3
Кальциевый суглинок до заморзания	Верх	"	2,9	70,3
	Низ	"	1,5	69,5
после заморзания	Верх	"	12,3	65,0
	Низ	"	25,2	50,0
Натриевый суглинок до заморзания	Верх	"	2,3	57,4
	Низ	"	1,3	59,1
после заморзания	Верх	"	3,9	62,6
	Низ	"	3,9	64,1
Калиевый суглинок до заморзания	Верх	"	5,2	68,4
	Низ	"	1,3	70,4
после заморзания	Верх	"	46,9	28,3
	Низ	"	38,7	33,8

перед осенне-зимним промерзанием (1) и после него (2)

Фракция, мм			
0,05-0,01		<0,01	
1	2	1	2
41,55	51,26	27,44	24,92
40,65	52,71	30,93	27,91
48,12	50,38	30,46	28,46
49,41	44,38	30,57	25,05
51,67	38,65	30,18	24,59
51,61	50,36	30,22	26,92
50,54	47,75	30,67	27,41

Воркуты при различном составе обменных катионов после

Фракция, мм				Влажность, % к весу сухого грунта
0,01- 0,005	0,005- 0,001	0,001- 0,0002	<0,0002	
14,4	10,6	1,3	-	2,6
13,2	21,1	2,4	1,1	21,6
8,0	8,7	3,4	0,5	74,2
7,4	3,5	2,4	0,4	19,9
13,5	11,4	1,0	0,8	3,1
11,6	12,8	1,2	3,4	26,1
2,5	16,9	2,8	0,5	64,5
8,0	11,5	5,0	0,3	30,0
11,8	8,0	16,5	4,0	2,8
10,2	8,7	2,2	18,5	38,0
5,9	7,6	4,3	15,7	42,4
6,7	6,7	3,4	17,2	40,7
12,7	10,9	0,2	2,6	1,7
6,8	10,9	5,1	3,5	21,3
7,1	8,3	6,4	5,0	23,1
14,1	6,8	3,8	2,8	19,4

Т а б л и ц а 37

Гранулометрический состав (%) кварцевого песка (по Н.Ф. Полтеву [1966])

Условия опыта	Фракция, мм	Исходный образец	Образцы, насыщаемые 0,5 N раствором		
			NaCl	Na ₂ SO ₄	CaCl ₂
До замораживания	>0,5	1,01	0,87	0,49	0,73
	0,5-0,25	35,69	30,94	30,29	29,30
	0,25-0,10	60,25	64,68	65,47	67,20
	<0,10	3,05	3,51	3,75	2,77
После 50 циклов замораживания - оттаивания	>0,5	0,38	0,49	0,41	0,42
	0,5-0,25	31,82	29,23	29,36	28,48
	0,25-0,1	64,12	66,51	66,36	66,83
	<0,1	3,68	3,77	3,87	4,27

Опыты, поставленные по поводу исследования коагуляции коллоидов в грунтах при замерзании [Полтев, 1968], показали, что процессы выветривания в замерзающих и оттаивающих грунтах приводят к образованию разноименно заряженных коллоидных частиц (положительно заряженных гидроокисей железа и алюминия и отрицательно заряженных - кремнекислоты и гумусовых соединений). В процессе замерзания грунтов коллоиды могут коагулировать под влиянием увеличивающейся концентрации электролитов в грунтовой воде, а также в результате "сужения пространства" коагуляции, когда возрастает возможность сближения самих коллоидных частиц. В результате коагуляции происходит накопление (новообразование) пылеватых частиц (агрегатов) фракции 0,005-0,001 мм (табл. 38).

Изменение содержания частиц менее 1 мм в почвах наблюдалось и П.С. Трегубовым и др. [1977]. Оказалось, что замораживание и оттаивание влекут за собой увеличение числа указанных частиц, причем тем большее, чем больше циклов воздействия. Так, например, при 100 циклах воздействия количество частиц возрастает втрое. Простое увлажнение и высушивание, также приводящие к увеличению числа частиц мельче 1 мм, действуют менее эффективно. Из этих опытов вытекает, что почвы зоны сезонного и многолетнего промерзания должны отличаться повышенной эрозийностью по сравнению с почвами, в которых господствуют положительные температуры.

Процессы изменения состава почв и грунтов в мерзлотной зоне влияют на колебания их объема, вызывая пучение и осадку. В свою очередь процессы пучения и осадки влекут за собой целый комплекс явлений, влияющих на хозяйственную деятельность

Т а б л и ц а 38

Первичный гранулометрический (а) и микроагрегатный (б) состав (% к сухой навеске грунта) (по Н.Ф. Полтеву [1968])

Состояние образца	Фракция 0,005-0,001 мм			
	а		б	
	до замо- раживания	после 50 циклов замора- живания	до замо- раживания	после 50 циклов замора- живания
Естественное	16,90	20,68	20,31	27,47
Промытый дистиллированной во- дой насыщенным раство- ром	17,93	24,02	18,68	19,28
NaCl	8,63	37,99	8,01	40,89
Na ₂ SO ₄	18,29	24,89	5,30	4,21
CaCl ₂	17,36	8,97	18,10	7,02

человека. Так, даже визуальные наблюдения показывают, что в мерзлотной зоне в результате значительных дождей пашня оседает, уплотняется. Но достаточно одного-двух солнечных дней и пашня вспучивается, приобретая утерянную во время дождя комковатую водопрочную структуру [Кудрявцев, Меламед, 1964а,б].

Подвержены сезонным изменениям и водопрочность почв (табл. 39). Так, осенью резко изменяется их структурный состав: на 20-30% падает содержание агрегатов более 3 мм и возрастает количество частиц от 3 до 0,25 мм, содержание пыли меняется мало. Распад крупных агрегатов и уплотнение почв связаны с высокой водонасыщенностью последних за счет ливневых осадков и низкого испарения, а также заморозков. Особенно сильно в это время изменяется структура почв в чистом пару. Однако после хорошего прогрева весной и летом почва вновь приобретает комковатую структуру, иногда даже на большую мощность, чем ранее, если процессы физического выветривания, а следом за ними физико-химической агрегации охватывают более мощную толщу.

В условиях достаточного увлажнения за счет таяния мерзлоты происходит капиллярная "прокачка" оттаявшего слоя. По мере роста глубины протаивания зона капиллярной "прокачки" смещается вниз. Наблюдениями В.Н. Димо [1964] установлено, что скорость капиллярного поднятия в переходном горизонте А/В - 0,08 мм/мин, в пахотном слое - от 0,2 до 0,5 мм/мин. В горизонтах

Таблица 39

Динамика структурного состава (%) мерзлотной лугово-лесной (по В. Димо [1964])

Месяц	Глубина горизонта А, мм	Фракция, мм			
		Сухое просеивание			
		>3	3-1	1-0,25	<0,25
Люцерна третьего года пользования					
V	0-10	66,4	14,7	14,7	4,1
	10-20	89,4	5,2	3,8	1,6
VII	0-10	62,0	16,1	19,2	2,7
	10-20	61,1	13,8	17,1	8,0
IX	0-10	42,5	23,1	30,9	3,5
	10-20	57,3	20,2	18,8	3,7
Пшеница по пару					
V	0-10	73,8	7,8	12,5	5,8
	10-20	84,5	7,9	6,3	1,2
VII	0-10	73,7	14,1	10,1	2,0
	10-20	62,9	20,3	14,8	2,0
IX	0-10	53,3	23,1	20,7	2,8
	10-20	64,8	19,3	13,4	1,2
П а р					
V	0-10	72,2	14,2	11,4	2,2
	10-20	62,1	17,5	16,5	3,9
VII	0-10	82,8	8,4	6,1	2,7
	10-20	80,0	8,2	7,2	3,8
IX	0-10	44,1	19,9	30,0	5,9
	10-20	53,0	20,4	20,4	3,1

В и С капиллярное поднятие после оттаивания всего почвенного горизонта равно 0. Поэтому рост глубины протаивания и разрушения горизонта С с течением времени определяет нарастание мощности слоя действия капиллярной каймы, а следовательно, и почвенного слоя. Чем теплее летний сезон, тем разрушение подпочвенных пород происходит интенсивнее, чем меньше тепла в летний сезон, тем менее интенсивно разрушение горизонта С и наращивание почвы. Поэтому к северу с уменьшением мощности почв замедляется и видоизменяется процесс подпочвенного выветривания.

Для подкрепления этого вывода ниже приводятся почвенные

почвы под различными угодьями в вегетационный сезон 1960 г.

	Фракция, мм			
	Просеивание в воде			
	>3	3-1	1-0,25	<0,25
Люцерна третьего года пользования				
	2,0	6,7	29,7	61,6
	1,9	5,4	30,5	62,2
	3,5	6,6	36,6	53,3
	3,7	5,4	32,1	58,6
	3,3	4,6	28,9	63,1
	4,4	5,9	39,1	50,6
Пшеница по пару				
	1,3	3,4	34,1	60,1
	1,0	5,2	38,9	54,9
	1,8	5,3	41,8	51,1
	1,5	4,6	36,5	57,4
	2,5	3,0	32,4	62,0
	1,0	5,5	32,3	61,2
П а р				
	4,7	4,4	28,7	62,2
	1,9	5,9	33,9	58,2
	0,7	3,7	37,3	58,5
	1,5	4,0	30,0	64,5
	2,0	4,4	28,1	65,5
	2,1	4,3	30,8	62,8

разрезы черноземов и лугово-черноземных почв лесостепной части Западно-Сибирской низменности [Ерохина, Розов, 1962], а также дерново-подзолистых глееватых почв Приенисейской таежной части той же низменности [Герасимов, 1962]. Сравнение показывает, что если мощность обогащенного гумусом слоя выше, выше и мощность горизонта С - коры выветривания. Кроме того, если в таежной части зоны почвы подстилаются суглинками со сравнительно слабой облессованностью и карбонатностью, то в лесостепной части облессование и повышенное содержание карбонатов в горизонте С - характерный признак почв и подпочв (табл. 40).

Таблица 40

Содержание гумуса в почвах слаборенированных междуречий в пересчете на почву, лишенную солей (по А. Ерохиной и

Почва	Глубина, см	Потеря при обработке HCl	Гумус	Фракция, мм	
				1-0,25	0,25-0,05
Лугово-черноземная, слабосолонцеватая, тучная, Омская обл.	0-10	4	14,5	~ 1	2
	20-30	3	5,0	То же	3
	40-50	4	2,1	"	4
	50-60	3	0,9	"	3
	100-110	20	0,7	"	-
	225-235	16	-	"	-
	280-290	11	-	"	2
	325-335	11	-	-	2
	Лугово-черноземная, солонцеватая, средняя, негумусная, юг Омской обл.	0-10	4	9,8	2
20-30		6	4,8	3	17
40-50		15	2,1	2	24
60-70		23	0,9	2	19
100-120		13	-	3	34
	180-200	11	-	3	44
	240-260	18	-	1	11
	Лугово-черноземная, сильносолонцеватая, средняя, гумусная, Северный Казахстан	0-10	3	8,2	4
40-50		7	1,2	6	29
70-80		21	0,8	4	22
140-160		16	-	1	-
260-280		11	-	-	1

Характерной чертой разреза тучных почв, кроме повышенного содержания гумуса и большой мощности гумусового слоя, является наличие в горизонте С обильных железистых новообразований и пылеватого кальцита, прослеживающихся до глубины залегания верховодки (320 см). В сильносолонцеватых почвах в горизонте С представлен типичный лёссовидный суглинок.

В расположенных севернее дерново-подзолистых глееватых почвах Приенисейской таежной части Западно-Сибирской низменности в отличие от южных черноземных почв понижаются карбонатность, процентное содержание гумуса, мощность почвенного слоя и изменяются подпочвенные суглинки, характеризующиеся повышенной глинистостью (табл. 41).

Общие выводы, которые можно сделать из оценки фактиче-

лесостепи Западной Сибири и механический состав почв (%) Н. Розову [1962])

Фракция, мм				
0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01
32	12	19	35	66
27	10	17	42	69
29	9	16	41	67
29	10	18	40	58
27	10	20	43	73
28	9	19	43	72
33	6	17	41	64
34	8	16	39	63
19	8	14	37	59
15	8	15	42	65
13	6	12	43	61
14	15	10	40	65
12	5	10	36	51
8	3	8	34	45
13	7	13	55	75
17	9	14	36	59
6	6	10	43	59
6	5	10	53	68
10	4	13	72	81
7	6	12	74	92

ского материала по дифференциации вещества новейших мерзлых отложений, таковы.

1. В мерзлотной зоне вследствие особенностей влаго- и теплообмена в новейших рыхлых отложениях происходит трансформация вещественного состава, направленная на образование пылеватой фракции в грунтах.

2. Вследствие таяния мерзлоты в теплые сезоны усиливается прокачка капиллярной каймы, в результате чего разрушаются породы подпочвы и наращивается почвенный слой, что приводит к активизации глино- и лёссовобразования. Глинообразование (по гидрослюдястому типу) происходит преимущественно тогда, когда теплообмен между атмосферой и грунтом (через почву) идет неинтенсивно, что характерно для холодных областей с про-

хладным летом. Лёссообразование (по монтмориллонитово-гидро-
рослюдистому типу) происходит тогда, когда теплообмен между
атмосферой и грунтом идет весьма интенсивно, что характерно для
областей с жарким летом.

Можно предполагать, что деградация мерзлоты приведет к
формированию более мощного горизонта зональных почв и под-
почвенной коры выветривания. Если же мерзлота в ходе глобаль-
ных изменений тепло- и водообмена начнет трансгрессировать,
начнется деградация почв и редукция подпочвенного слоя зональ-
ной коры выветривания.

ГИПЕРГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В определении гипергенных образований следует, очевидно, исходить из предпосылок, которые обусловили появление термина "гипергенез". Гипергенные процессы, по А.Е. Ферсману [1939], — это процессы, происходящие в наружных частях Земли. Они захватывают атмосферу или ее элементы, гидросферу или ее части и, наконец, неглубокие слои литосферы, помещенные в ходе своего развития в условия, принципиально отличающиеся от первоначальных. По существу, собственно гипергенез — это начальная стадия выветривания осадочных или любых иных образований; следствием действия гипергенных процессов можно считать элювий в узком понимании этого слова.

На подобного рода ограничении понятия элювиеобразования совершенно справедливо настаивали Е.В. Шандер [1966] и А.Г. Черняковский [1968]. Рекомендации указанных исследователей и учитываются при рассмотрении в дальнейшем сущности и результатов действия гипергенных процессов.

Наименее разработанной к настоящему времени проблемой дифференциации вещества новейших рыхлых отложений является вторичная сортировка осадка под действием гидротермических процессов, нарушающих первичные соотношения компонентов — минералов, химических элементов и т.п. [Зорин, 1961]. Под вторичной дифференциацией вещества новейших рыхлых отложений следует понимать эмбриональный элювиальный процесс (гипергенез) в осадочных образованиях, вышедших из-под влияния первичного динамического фактора.

Нетрудно себе представить, что в процессе накопления осадка фактор времени не играет существенной роли. Он подавляется динамическими факторами, обусловленными постоянным взаимоотношением потока и русла, волнения и берега и т.п. В лежащем неподвижно аллювии террас или в гребенном аллювии, как и в морских отложениях, перераспределение вещества происходит под влиянием колебаний температуры и увлажнения рыхлой толщи, ее промораживания и оттаивания, т.е. под влиянием тех факторов, которые участвуют в созидании и зональных кор выветривания.

Однако зональные коры выветривания — это образования эпигенеза, требующие длительного (миллионы лет) времени воздействия перечисленных факторов. За это время могут произойти существенные колебания и ландшафтных условий, зональный

климат может стать более холодным и влажным или более сухим и теплым. Но обратимые колебания ландшафтных условий и климата весьма слабо скажутся на трансформации толщи зональных кор выветривания, поскольку за длительное время они претерпели глубокие, необратимые, закрепленные в их составе изменения. Поэтому под гипергенными новейшими рыхлыми отложениями понимаются такие из них, которые только начинают претерпевать необратимые трансформации вещественного состава, зонально показательные для современного климатического этапа и определенных структурно-тектонических условий.

Каковы же причины и условия выхода аллювия или прибрежно-морских толщ из-под влияния первичного гидрофизического процесса? Прежде всего здесь следует назвать тектонические движения. Так, поднятия берега вызывают к жизни процессы террасообразования, опускания — погребение осадка под более молодыми напластованиями того же генезиса.

МЕХАНИЗМ ГИПЕРГЕНЕЗА

Широко известно, что состояние и свойства и талых, и мерзлых грунтов определяются свойствами минералогического скелета, температурой, влажностью толщи и составом находящихся в ней водно-растворимых соединений. Грунтовая влага и водно-растворимые соединения постоянно влияют на поверхность минеральных частиц грунта. В свою очередь химический состав почвенно-грунтовых вод изменяется в результате растворения минеральных частиц. Следовательно, изменения фазового состояния и химического состава грунтовых вод, колебания водонасыщенности рыхлых толщ приводят к постоянному изменению объема и консистенции рыхлых отложений, что, в свою очередь, ведет к перераспределению частиц по удельному весу и размерам. Поступление воды в почвогрунтовые толщи вызывает растворение ряда минеральных компонентов и миграцию вещества вместе с токами грунтовых вод. В результате также происходит перераспределение вещества по разрезу этих толщ.

Как известно, согласно линейному закону фильтрации [Darcy, 1856] количество воды Q , просачивающейся через породу в единицу времени, пропорционально падению напора h и площади сечения породы F и обратно пропорционально длине пути фильтрации l , измеряемой по направлению движения воды:

$$Q = K (h/l) F.$$

Здесь K — коэффициент фильтрации, зависящий от свойств пород. Следовательно, скорость фильтрации возрастает с увеличением пористости (отражена в K) и находится в прямой зависимости от температуры жидкости и в обратной — от ее вязкости.

Опыт, поставленный А.Б. Казанским, существенно уточняет общие закономерности, полученные Х. Дарси: оказалось, что фильтрационный поток распространяется не просто сверху вниз (или снизу вверх), но и в стороны: "...в каждой точке некоторой вертикали, проведенной вдоль потока, половина поровых каналов дает вклад в составляющую средней фильтрационной скорости, направленную справа налево, а другая половина поровых каналов формирует такую же по абсолютной величине, но направленную слева направо составляющую средней фильтрационной скорости" [Казанский, 1973, с. 86-87]. При условии, что рыхлые толщи сравнительно малой мощности испытывают в основном давление сверху (литостатическое), можно считать, что горизонтальная составляющая фильтрации в них постепенно усиливается, если толща продолжает наращиваться осадконакоплением, или постепенно ослабляется, если толща подвержена денудации.

Одним из наиболее мощных факторов перераспределения вещества в толще рыхлых отложений служит пучение грунта. Под пучением грунта обычно понимают местные поднятия поверхности (или всей толщи, подверженной пучению) грунта, вызываемые увеличением его объема при промерзании или набухании. При промерзании пучение обуславливается раздвиганием скелета грунта, при набухании или нагревании возникает горное давление, вызванное водным или температурным расширением грунта. В первом случае пучение связано с ростом кристаллов льда за счет воды, находящейся в промерзающем слое и подтягивающейся к фронту промерзания из подстилающих слоев. Во втором случае прирост объема толщи происходит за счет либо связанной в грунте воды, либо теплового расширения минеральных зерен. О большой роли мерзлотных процессов в пучении или процессов набухания грунтов при увлажнении свидетельствуют экспериментальные данные И.Г. Яркина [1965] (см. табл. 34).

В сыпучих грунтах, относительно легко фильтрующих влагу, большую роль в колебаниях объема рыхлых толщ могут играть следующие процессы. По И.А. Тютюнову [1965], сыпучие тела, формирующиеся в результате дробления скальных пород, характеризуются прежде всего тем, что в них между отдельными частицами чрезвычайно ослаблены связи, которые возрастают лишь при увлажнении. Указанной закономерности подчиняются всякие сыпучие тела, в том числе и рыхлые, - аллювий, прибрежные осадки и т.п. Можно полагать, что увлажненные сыпучие тела наращивают свой объем за счет влаги, накапливающейся в толще рыхлых отложений. При высушивании, наоборот, наблюдается уменьшение объема вследствие свободного стекания влаги с поверхности частиц, так как проникающие в рыхлую толщу газы дегидратируют поверхность минеральных зерен. Пленочная вода, обуславливающая восстановление связности грунта, стекает, образуясь в свободную воду. При увлажнении сыпучих грунтов происходят качественные изменения поверхности минеральных

зерен, накапливается мелкозем, происходит постепенное преобразование всей толщи из сыпучей в связную. В дальнейшем уже в связных, более или менее высокодисперсных телах происходят нормальные процессы гидратации и дегидратации.

Таким образом, вторичная дифференциация вещества, выражающаяся перемещением частиц новейших рыхлых отложений, обусловлена колебаниями объема толщи при изменяющихся увлажнении и температуре. Эти колебания получили название гидротермических [Русанов, 1961]. Имеется много поразительных примеров разрушения дорог, аэродромов, сооружений под влиянием гидротермических колебаний, достигающих нескольких десятков сантиметров в год.

Существуют две разновидности вторичной дифференциации рыхлых отложений, в том числе морских и аллювиальных, — механическая и химическая. В результате вторичной механической дифференциации происходит перераспределение частиц в рыхлых отложениях в соответствии с их удельным весом, формой и размером.

По данным А.А. Таггарта [1952], экспериментально исследовавшего перемещение частиц в толще при ее встряхивании, вторичная механическая дифференциация рыхлой толщи заключается в перераспределении частиц по крупности, при котором большие зерна остаются сверху, а мелкие переходят вниз. Это явление связано с более редкими соударениями и соприкосновениями больших зерен по сравнению с мелкими при колебаниях объема рыхлой толщи. Мелким зернам не требуется повышенная порозность и они меньше, чем большие зерна, конкурируют между собой в ходе миграции под влиянием силы тяжести. Такое явление хорошо видно при квартовании на ситах рыхлых отложений различной крупности. Мелкие зерна, сместившиеся вниз и образовавшие подстилающий крупные частицы слой, препятствуют в дальнейшем проникновению равновеликих себе зерен к постели толщи.

Подобный процесс наблюдается при перераспределении легких и тяжелых зерен благодаря различной их способности проходить через рыхлую толщу в ходе гидротермических колебаний. Если рыхлая толща находится даже в слабоподвижном состоянии, то происходит расслоение зернистых отложений: отсадка вниз тяжелых зерен, равных по форме и размерам легким, остающимся на месте. Миграция тяжелых, равновеликих легким зернам частиц к основанию толщи происходит благодаря образованию свободных промежутков, возникающих при сдавливании и расширении толщи. Легкие зерна прижимаются друг к другу чаще, чем тяжелые, обладающие повышенным весом, и пропускают, таким образом, тяжелые зерна. Форма зерен также отражается на ходе вторичной механической дифференциации. Так, плоские зёна почти не мигрируют вниз по разрезу, тогда как изометричные опускаются к основанию толщи. В общем случае минералы, обладающие большим удельным весом, стремятся занять нижнее положение, тогда как легкие остаются наверху.

Таким образом, в процессе экспериментальной отсадки тяжелых минералов (при просеивании и квартовании) нижний слой рыхлой слабоподвижной толщи формируется из наиболее тяжелых минералов. Исключение составляют пластинчатые минералы, остающиеся на своих местах.

ВТОРИЧНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В НЕПОДВИЖНОМ ОСАДКЕ

Первичная дифференциация минералов в процессе переноса и осаднения осадка зависит в основном от скорости потока, размера, удельного веса и формы минералов; в разрезе рыхлых толщ обычно имеет место более или менее строгое распределение минералов по удельному весу и сосредоточение тяжелых компонентов у плотика. Однако очень часто обогащенные тяжелыми компонентами слои в разрезе мощных толщ встречаются неоднократно [Зорин, 1961]. Это объясняется повторным наложением слоев друг на друга при прогибании днища долины или берега моря. В таких условиях, если толщи подвержены воздействию гидротермических колебаний, происходит вторичная дифференциация вещества рыхлых отложений.

Рассмотрим характерные примеры природных соотношений компонентов в рыхлых отложениях рек и озер. Мощность аллювия одной из террас р. Баляга (Западное Забайкалье) превышает норму (4 м) в 3 раза (истинная мощность 13 м), что свидетельствует о прогибании днища реки.

Наложенный, верхний слой аллювия обладает крупностью частиц в русловой фракции большей, чем нижележащий слой в пойменной фации (табл. 42). Можно полагать, что при таком соотношении слоев в рыхлой толще из базального слоя наложенного аллювия частицы способны мигрировать к постели толщи, распределяясь в соответствии с крупностью удельным весом и формой в виде линзовидных или слоеподобных скоплений, которые условно можно назвать "скользящими максимумами" минералов.

Наиболее четко "скользящие максимумы" содержания ильменита (табл. 43) были прослежены в аллювии рек Нерчи и Унды. Так, если в молодом аллювии высокой поймы р. Нерчи наблюдается постепенное увеличение содержания ильменита от 6 до 19% сверху по разрезу, что объясняется первичной дифференциацией полезных компонентов, то, начиная с первой террасы, эта картина усложняется. Здесь имеются четко выраженные признаки первичной дифференциации (в верхней части разреза 5% ильменита, в нижней - 27%), однако появляются и признаки вторичной сортировки ("скользящий максимум" с 21% ильменита), обусловленной гидротермическими колебаниями в толще. Еще более четкая вторичная дифференциация вещества наблюдается в аллювии II и III террас (по три "скользящих максимума" выше базаль-

Таблица 42

Гранулометрический состав (%) двухслойного аллювия террасы р. Баляги (аналитик Н. Кузьмина)

Фация	Слой	Мощность, м	Фракция, мм				
			>10	10-5	5-2	2,0-0,1	<0,1
Пойменная	Верхний	4,5	-	-	2,12	57,48	40,40
Русловая	"	2,3	1,15	3,48	6,73	49,08	35,56
Пойменная	Нижний	0,7	-	4,95	6,04	39,95	49,06
Русловая	"	5,5	28,40	19,21	15,41	21,89	15,09

ного слоя). На самой древней, IV, террасе "скользящий максимум" (29% ильменита) почти достигает постели аллювия. Трансформация толщи, отраженная во вторичном перераспределении ильменита, здесь почти закончилась. Высказанная точка зрения подтверждается также на примере р. Унды: в аллювии даже высокой поймы этой реки есть четкие признаки вторичной дифференциации ильменита (два "скользящих максимума" с 48 и 52% ильменита выше базального слоя).

Итак, вторичная механическая дифференциация, обогащая тяжелыми минералами приплотиковую часть аллювия, усиливает проявление первичной дифференциации вещества рыхлых отложений. Подобных же выводов в своих исследованиях придерживалась и Н.Г. Судакова [1967]. Как видно, природные наблюдения подтверждают результаты экспериментов.

Вторичная дифференциация вещества происходит и в толще рыхлых отложений прибрежно-морского типа, накопившихся в условиях тектонического прогибания дна водоемов.

В Северном Крыму широко развита первичная озерно-морская равнина с рыхлыми отложениями мощностью до 100 м и более. Наличие в толще пресноводно-солончатоводных форм фауны и флоры позволяет с уверенностью говорить об озерно-морском генезисе отложений. Толща озерно-морских осадков была вскрыта бурением в ряде мест Северного Крыма и, в частности, в районе г. Нижнегорска. Гранулометрический и минералогический составы отложений представлены в табл. 44 и на рис. 10. В толще не наблюдается строгого тяготения тяжелых минералов к песчано-алевритовой фракции отложений, что обычно характерно для морских и озерных осадков. Это явление можно отчасти объяснить процессами вторичного перераспределения, дифференциации минералов.

По-видимому, повышенное содержание тяжелых минералов на глубине 6,3-7,8 м объясняется появлением в этом интервале их "скользящего максимума". Концентрация тяжелых минералов связана, вероятно, с нарастанием дисперсности осадка, что обуславливает понижение его порозности и увеличение гидратационной спо-

Таблица 43

Содержание ильменита (%) в аллювии на различных уровнях

р. Нерча	Высокая пойма	Терраса			
		I	II	III	IV
Поверхност- ный слой	6	5	22*	34*	26*
		21*	42*	28	29*
Базальный слой	19	16	27*	19*	
		27	16	19	28

* Слои со "скользящими максимумами" ильменита.

Таблица 44

Содержание различных минералов (%) в зависимости от содер

Минералы	Содержание	
	40,7 (3-5)*	42,0 (6,3-7,8)
Уд. вес > 3,5 г/см ³ гранат, дистен, циркон, рутит, ставролит, ильменит, сфен, се- ребро	0	8,5
Уд. вес < 3,5 г/см ³ амфиболы, пироксены, турмалин, роговая обманка, карбонаты, эпидот, слюды	76,0	72,0
Новообразованные лейкоксен, лимонит, окислы марганца	24,0	19,5

* В скобках - глубина отбора образца, м.

собности. Тяжелые минералы налипают на глинистые частицы и в ходе гидротермических трансформаций толщии не способны под действием силы тяжести свободно мигрировать вниз по разрезу.

В нижележащих слоях (от 7,8 до 21,5 м) прослеживается постепенное нарастание содержания тяжелых минералов, что можно объяснить их медленной миграцией. Это предположение подтверждается увеличением в том же направлении содержания водно-

террас рек Нерчи и Унды

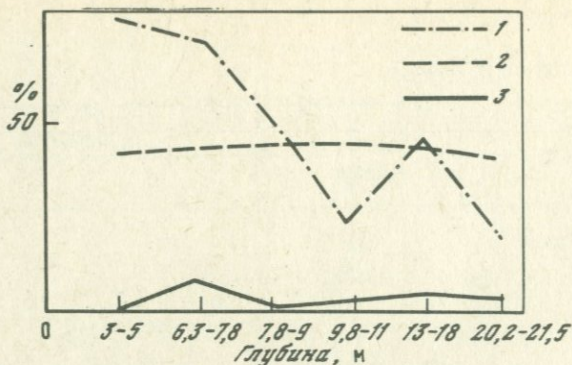
р. Унда	Высокая пойма	Терраса	
		I	II
Поверхностный слой	14	6	14*
Базальный слой	48*	16*	
	52*	20	40

жания глинистой фракции

фракции < 0,005 мм, %

45,7 (7,8-9,0)	43,5 (9,0-11,0)	44,4 (13-18)	41,3 (20,2-21,5)
0,5	2,5	4,5	4,0
50,0	23,5	45,5	21,1
49,5	25,5	45,5	22,5

растворимых солей. Характерно расположение по разрезу минералов с небольшим (меньше 3,5 г/см³) удельным весом. Их содержание с глубиной плавно (исключение - глубина 13-18 м) понижается, что позволяет предполагать торможение миграции этих минералов, чему способствует их сравнительно малый удельный вес. Новообразованные минералы концентрируются либо ниже уровня сгущения тяжелых минералов (6,3-7,8 м), либо вместе с ними (13-18 м). Такое явление можно объяснить выпадением



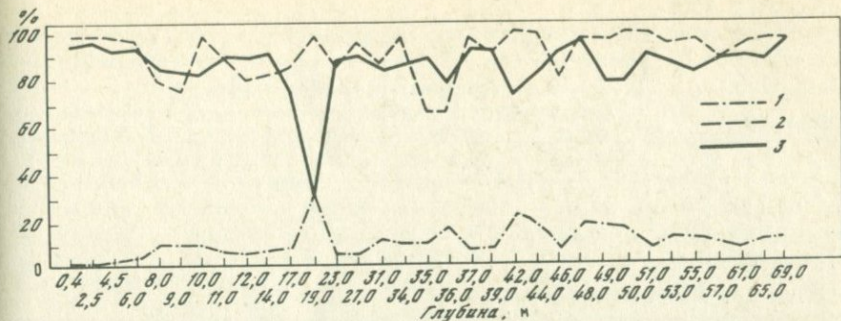
Р и с. 10. Соотношение групп минералов разных удельных весов и породообразующей фракции в озерно-морских отложениях Северного Крыма (наклонная равнина у г. Нижнегорска)

1 - минералы с уд. весом $< 3,5 \text{ г/см}^3$; 2 - фракция $< 1 \text{ мм}$; 3 - минералы с уд. весом $> 3,5 \text{ г/см}^2$

из химических растворов новообразований в более или менее однородной глинистой среде.

Рассмотрим другой пример, относящийся к озерным отложениям Мамонтовой горы в низовьях Алдана. Гранулометрический состав песчаной толщи озерного генезиса относительно однороден, хотя в ряде интервалов имеется отклонение в сторону резкого укрупнения материала. По-видимому, этот материал был отложен более интенсивными агентами переноса, когда усиливался вынос со стороны суши. Наиболее важно то обстоятельство, что вся погребенная толща озерных осадков формировалась в условиях прогибания, что и обусловило мощности отложений в несколько десятков метров. Климат эпохи осадконакопления хотя и колебался, но, по-видимому, был более теплым и влажным, чем современный. Все эти предпосылки дают основания для сравнения различных горизонтов толщи между собой и выявления роли вторичной минерало-механической дифференциации.

Минералогический и гранулометрический составы описываемой толщи (табл. 45) не дают оснований установить прямое тяготение тяжелых минералов к крупным или мелким фракциям отложений (рис. 11). Как и раньше, можно предполагать, что закономерную тенденцию роста содержания тяжелых минералов с увеличением мелких песчано-алевритовых фракций нарушают процессы гипергенеза. Более легкие минералы определенно связаны с более крупнообломочным горизонтом, новообразованные минералы лишь тяготеют к сгущениям минералов с удельным весом $< 3,5 \text{ г/см}^3$ и к крупным фракциям отложений. Возможно, это объясняется локальными колебаниями химизма среды от горизонта к горизонту, особенно при переходе от крупнозернистых к мелкозернистым разностям и наоборот. С увеличением содержания фракции $< 1 \text{ мм}$, как



Р и с. 11. Соотношение групп минералов с разными удельными весами и породообразующих фракций в озерных отложениях низовьев р. Алдан (Мамонтова гора)

1 — минералы с уд. весом $< 3,5 \text{ г/см}^3$; 2 — фракция $< 1 \text{ мм}$; 3 — минералы с уд. весом $> 3,5 \text{ г/см}^3$

правило, повышается содержание минералов с удельным весом более $3,5 \text{ г/см}^3$. Скользящий максимум тяжелых минералов можно заметить в интервалах 0,4–6,0; 12–17; 37–44; 48–55 м.

Таким образом, есть определенные основания полагать, что под урезом моря или озера в отложениях постоянно идет процесс перераспределения минералов под воздействием подводного гипергенеза. В этом отношении прибрежно-морские отложения не отличаются от образований любого генезиса, попавших в сферу выветривания. Однако вследствие особой среды выветривания и текстуры толщ озерно-морского генезиса, характеризующихся несколькими слоями, обогащенными тяжелыми минералами, а также существенной глинистостью и хорошей упаковкой зерен первичного осадка и малыми размерами тяжелых зерен, процессы вторичной минерало-механической дифференциации угнетены и приобретают здесь специфические черты.

Во-первых, тяжелые минералы накапливаются в глинистых слоях, причем их скопления выражены тем резче, чем активнее процессы выветривания. Во-вторых, по-видимому, главную роль во вторичной дифференциации вещества рыхлых прибрежно-морских отложений играют процессы растворения и миграции растворов. В этой связи следует напомнить о работе Р.В. Нифонтова [1960], в которой автор раскрывает большую роль процесса выпадения золота из морской воды и обогащения им осадочных глинисто-алевритовых пород.

Однако одними физическими процессами нельзя объяснить всего многообразия природных фактов, относящихся к вторичной дифференциации вещества отложений. Как в СССР, так и в США известны, например, хемогенные месторождения золота, связанные с тонкодисперсными кораи выветривания. Без миграции химических

Таблица 45

Соотношение минералов и гранулометрических фракций (%) в озерных отложениях

Минералы	Содержание фракции < 1 мм, %				
	99,0 (0,4)*	99,5 (2,5)	98,0 (4,5)	97,0 (6,0)	79,0 (8,0)
Уд. вес > 3,5 г/см ³	95,58	96,98	93,96	93,60	86,40
Уд. вес < 3,5 г/см ³	0,81	0,78	2,16	3,00	9,28
Новообразованные	-	0,52	1,08	-	0,64

*В скобках - глубина отбора образца, м.

Таблица 45 (продолжение)

Минералы	Содержание фракции < 1 мм, %				
	99,0 (19,0)	85,0 (23,0)	96,0 (27,0)	87,0 (31,0)	98,0 (34,0)
Уд. вес > 3,5 г/см ³	31,08	88,16	91,80	85,12	88,20
Уд. вес < 3,5 г/см ³	32,52	2,61	3,30	9,80	7,80
Новообразованные	4,44	0,97	-	1,40	0,90

Таблица 45 (окончание)

Минералы	Содержание фракции < 1 мм, %				
	81,0 (46,0)	98,0 (48,0)	97,0 (49,0)	100,0 (50,0)	100,0 (51,0)
Уд. вес > 3,5 г/см ³	92,51	98,02	80,32	80,08	90,64
Уд. вес < 3,5 г/см ³	5,51	16,53	15,04	14,57	5,72
Новообразованные	1,16	1,16	0,64	1,34	0,88

соединений полезного компонента в растворах генезис подобного рода образований необъясним. Давно известно, что, несмотря на стойкость по отношению к действию растворителей, золото входит в ассоциации гипергенного происхождения. благородный металл способен химическим путем выделяться из сульфидов железа (пирит, арсенопирит, пирротин и др.), в которых он находится в виде рудоносных примесей. Известно также, что золото, серебро, медь, платина способны восстанавливаться из раствора, мигрирующего в толще наноса, с помощью осадителей. Например, роль кварца как осадителя подтверждена экспериментально, в том числе декорированием кварца золотом. В последующем сами зародившиеся золотины стали ядрами концентрации золота, осаждающегося из омывающих "ядра" рудоносных растворов. Принципиальная возможность укрупнения золотины подтверждена экспериментально

Мамонтовой горы

Содержание фракции < 1 мм, %					
75,0 (9,0)	100,0 (10,0)	91,0 (11,0)	80,0 (12,0)	82,0 (14,0)	86,0 (17,0)
84,27	84,24	90,40	90,00	92,00	84,40
8,00	7,84	6,40	3,90	5,60	7,50
0,50	1,12	0,80	1,20	0,28	0,60

Содержание фракции < 1 мм, %					
66,0 (35,0)	66,0 (36,0)	98,0 (37,0)	92,0 (39,0)	100,0 (42,0)	100,0 (44,0)
89,21	79,24	93,09	92,70	73,64	82,46
7,83	14,84	5,12	5,40	21,28	15,20
0,54	1,96	-	-	0,20	1,14

Содержание фракции < 1 мм, %					
96,0 (53,0)	98,0 (55,0)	89,0 (57,0)	96,0 (61,0)	98,0	
				(65,0)	(60,0)
88,16	84,24	88,50	89,78	88,75	87,86
10,64	9,84	9,00	5,94	9,00	9,66
0,76	0,48	0,25	0,22	0,25	0,23

Н.А. Калиткиной [1971], доказавшей диффузионное перемещение золота и укрупнение за счет этого его первичных ядер при температуре уже 250°C. Еще Л.И. Шаманский [1931] отмечал, что:

- 1) золото в россыпях террас, т.е. во вторичном залегании, наиболее высокопробное, чем в их коренных месторождениях;
- 2) кристаллы золота в аллювии террас совершеннее и крупнее, чем в коренных месторождениях;
- 3) крупные самородки встречаются в россыпях чаще, чем в жилах;
- 4) золото фиксируется в тканях деревьев, что указывает на его способность переходить в раствор;
- 5) золото в виде экзогенных наростов находят на магнетите, обнаружено также так называемое проволочное золото, встречаемое в дернине или непосредственно под ней. Проволочное золото бывает обычно усеяно с поверхности правильными кристалликами этого металла, что можно объяснить только миграцией его растворов.

Следует особо подчеркнуть, что проблема образования вторичных (аутигенных) минералов не нова. Имеется много данных, свидетельствующих о вторичных новообразованиях не только золота, но и многих других минералов. Достаточно вспомнить о вторичном мелкопризматическом кварце [Ферсман, 1959; Пустовалов, 1956; Сердюченко, Добротворская, 1949].

А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [1956] рассматривали характер и распределение минеральных новообразований в мезокайнозойских отложениях Западного Верхоянья. Указанные авторы свидетельствуют о том, что большая часть минералов-новообразований возникает там, где во вмещающей породе рассеяны первичные родственные минералы. Таким образом формируется эпидот, который преемственно связан с обломочным эпидотом и цоизитом. Титансодержащие вторичные минералы (анатаз, брукит, лейкоксен) тесно связаны с обломочным ильменитом. Здесь проявляется результат процесса мобилизации материнских компонентов вмещающей породы агрессивными водами. На этот счет имеются данные Я.Н. Белевцева и др. [1972]. Указанные исследователи провели эксперимент по мобилизации металлов из осадочных пород водными растворами, нагретыми до 300°C и двигающимися под давлением 300 атм. В результате было получено подтверждение подвижности породообразующих и рудоносных элементов в породах, помещенных в условиях эксперимента.

Несколько в ином плане провели эксперимент Е.П. Сапрыкин, Г.П. Василенок и Б.М. Мездрич [1976]; в целях установления миграции микроэлементов они использовали заглубленный в однородные отложения нагреватель. В результате было установлено, что при нагревании произошло перераспределение влажности. Близ нагревателя, вне зоны плавления и перерождения вмещающих пород и внутри этой зоны, произошло обезвоживание грунта до 4–6% (исходная влажность 10–12%). Кроме того, вокруг нагревателя образовались зоны плавления и закалки, маркируемые вначале красной, затем серой и белой разностями отложений. В результате нагревания произошло перераспределение микроэлементов: большая часть из них мигрировала от нагревателя, образовав на периферии зоны нагрева скопления (кроме меди, которая осталась у нагревателя). После полного остывания вмещающей породы произошло новое перераспределение микроэлементов: большинство из них стянулось в область бывшего нагрева, однако ртуть, медь и никель образовали концентрации по периферии зоны прогрева, накопившись в том числе и за счет миграции (мобилизации) из внешних зон. Наиважнейший вывод, который можно сделать, основываясь на результатах этого эксперимента, таков: мигрирующие от нагревателя и зоны закалки нагретые воды способны выносить микроэлементы в зону понижения термоградиента; при восстановлении первоначальных условий теплообмена (после полного остывания) часть мигрировавших вод движется в обратном направлении, видимо, вследствие раз-

ницы гидравлических потенциалов обезвоженной и обводненной породы.

Ф. Фрейзе [1933] одним из первых рассмотрел и оценил перенос золота грунтовыми водами и пришел к заключению, что на совершенно истощенных золотых россыпях можно через некоторое время намыть значительное количество вновь накопившегося золота. В обоснование своего вывода он приводит многочисленные факты; некоторые из них уместно напомнить. Так, в 1908–1909 гг. он работал на россыпях, где содержание золота в песках составляло 8,5 г/т. Эти россыпи очень скоро были нацело отработаны. Вернувшись в те же места в 1926 г., Ф. Фрейзе обратил внимание на то, что в отработанной россыпи, у плотика коренных пород, содержание золота составило 4,85 г/т, причем металл россыпи по облику совершенно отличался от добываемого ранее. В другой открытой Ф. Фрейзе россыпи в 1912 г. было зафиксировано содержание золота (в песках) 11,6 г/т. Эта россыпь, как и упоминавшиеся выше, была целиком выработана. Однако в 1926 г. совершенно заброшенные, заросшие отвалы россыпи были вновь открыты для эксплуатации, так как в нижних слоях переработанных песков содержание золота оказалось равным 4,66 г/т. Это золото отличалось от "нормального" зеленым цветом и совершенно иным химическим составом примесей.

Оценивая все эти факты, Ф. Фрейзе пришел к выводу о том, что россыпи нового золота сформировались благодаря переносу ископаемого в растворах и их осаждению на границе с коренными породами. Главным фактором растворения золота, рассеянного в толще отработанных песков и первоначально не извлеченных из россыпи, были, по мнению Ф. Фрейзе, гуминовые кислоты, циркулировавшие вместе с водами, в которых они были растворены. Осаждение золота у плотика происходило при соприкосновении с коренными породами, резко повышавшими сернистость или содержание углекислоты в циркулирующих водах.

Н.В. Петровская [1973] отмечает, что процессы переотложения золота из растворов в россыпях развиты более широко, чем это предполагалось ранее. От 10 до 30% изученных ею образцов золота из россыпей разных районов СССР содержали некоторое количество переотложенного золота. Известно, что растворимость всегда увеличивается с ростом дисперсности вещества. Поэтому тонкодисперсные аналоги многих металлов, широко распространенные в природе, могут резко отличаться по растворимости от монокристаллических. Например, вполне можно ожидать растворения в солях окиси железа частиц золота, имеющих размер порядка 10^{-7} – 10^{-6} см. Экспериментальная проверка еще в сороковые годы [Плетнев, 1946] дала вполне хорошие результаты. Анализируя теории переноса золота в россыпях, С.Д. Тарасов [1936] рассмотрел суть механизма и значение вторичных процессов в ходе формирования россыпей. Этот автор прежде всего справедливо отмечает, что содержание золота в воде морей и

Т а б л и ц а 46

Содержание (%) лейкоксена и гематита (г) в аллювии террас рек Унды и Нерчи

р. Нерча	Высокая пойма		Терраса					
			I		II		III	
	л	г	л	г	л	г	л	г
Поверхност- ный слой	1	1	1	0,5	0,5	1,5	2	1
Базальный слой	5	2	0,5	3*	2*	0,5	4*	2*
			3	1,5	0,5	2	3	1

* "Скользющие максимумы".

Т а б л и ц а 47

Содержание (%) окислов в аллювии террас р. Нерчи, у поверхности и у плотика (аналитик Н.И. Глушанкова)

Окислы	Высокая пойма	Терраса		
		I	II	III
Fe ₂ O ₃	2,7-2,5	4,9-5,6-5,9	2,4-2,0	2,1-3,2-3,4
Al ₂ O ₃	16,8-15,5	16,6-14,5-16,1	13,2-13,8	13,7-15,1-16,9

океанов варьирует в пределах 5-60 мг/м³. Нахождение в растворенном коллоидальном и полуколлоидальном состоянии даже такого, весьма трудно растворимого компонента, как золото, достаточно убедительно говорит о его химической миграции. Следовательно, представить себе перераспределение некоторых компонентов без участия химической дифференциации вещества в ходе начального выветривания рыхлой толщи невозможно.

Рассмотрим некоторые данные о распределении вторичных, новообразованных минералов, возможно, обусловленном химической дифференциацией вещества аллювия рек Унды и Нерчи (табл. 46). В аллювии высокой поймы р. Нерчи содержание вторичных лейкоксена и гематита плавно нарастает книзу толщи и сопровождается столь же плавным ростом содержания выветривающегося первичного ильменита. Такая же картина прослеживается по лейкоксену и для высокой поймы р. Унды; содержание более подвижного гематита сверху вниз по разрезу меняется более сложно. Возможно, здесь мы имели дело с резко выраженным "скользящим максимумом" гематита. На других террасах р. Унды четко выражен максимум гематита, тогда как на террасах р. Нерчи "скользящие максимумы" выражены резче, чем на высокой пойме, не только по гематиту, но и по лейкоксену.

Выводы о наличии "скользящих максимумов", обусловленных химической дифференциацией вещества, в известной мере под-

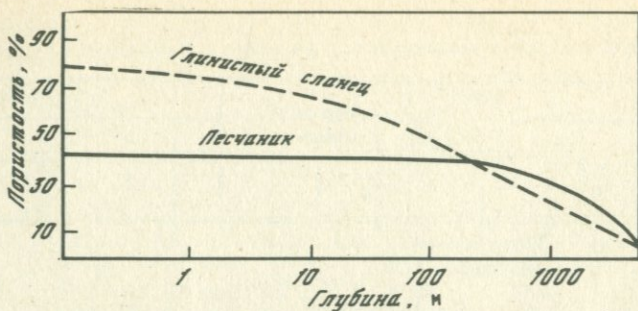
Терраса		р. Унда	Высокая пойма		Терраса			
IV					I		II	
л	г		л	г	л	г	л	г
0	0	Поверхност- ный слой	0	8	1	8	8	4
Знаки		Базальный слой	2	14*	0	18*	0	22*
"			24	4	1	10	1	8

тверждаются данными валового химического анализа (табл. 47). По содержанию глинозема и окислов железа видно, что в наиболее молодом аллювии (высокая пойма) р. Нерчи перераспределение компонентов еще не закончилось, и поэтому у плотика их содержание меньше, чем у поверхности. В аллювии всех террас прослеживается закономерное нарастание глинозема и окислов железа с глубиной, что свидетельствует в пользу вторичной химической дифференциации вещества.

Итак, есть основания констатировать, что вторичная химическая и механическая дифференциации вещества в рыхлых толщах в совокупности приводят к перераспределению минеральных зерен, их растворению и миграции вторичных образований.

УПЛОТНЕНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ПОРОД

Признаком элювиеобразования в новейших рыхлых отложениях большой мощности может служить разная плотность этих отложений, покрывающих подвижные структуры земной коры. Известно, что уплотнение колонки грунтов зависит от ряда причин: характера цементации породы в зависимости от интенсивности выветривания, мощности отложений, положения слоя в колонке по вертикали, характера самих грунтов и др. Однако при равных климатических условиях, мощности колонки грунтов и одном происхождении отложений изменяющаяся от места к месту плотность может служить хорошим показателем развития структур и тектонических движений. Априори можно предположить, что плотность грунтов на поднимающихся структурах при прочих равных условиях будет отличаться от таковой на опускающихся структурах. По изменению плотности отложений, определяемой на равных глубинах от поверхности, можно, по-видимому, нащупать переход от области поднятия к области опускания, хотя, конечно, это сопряжено с большими техническими трудностями. О возрастании уплотнения



Р и с. 12. Изменение пористости среднезернистого песчаника и глинистого сланца с глубиной [Pegier, 1974]

грунтов с увеличением нагрузки свидетельствует показательный график (рис. 12).

Вопросу об изменении плотности пород на локальных структурах были посвящены исследования В.А. Еланской [1962], проанализировавшей состояние грунтов в пределах Жигулевского свода. Здесь выделяется так называемое Покровское поднятие, осложняющее восточный склон Жигулевского свода. Оно прослеживается во всех горизонтах разреза без заметного смещения свода или выполаживания с глубиной. Десятки скважин вскрыли свод Покровского поднятия до кристаллического фундамента. Результаты анализа показывают уменьшение средних плотностей от $2,56 \text{ г/см}^3$ на периклинали до $2,42 \text{ г/см}^3$ в своде поднятия. К юго-востоку и востоку от свода средняя плотность возрастает до $2,54 \text{ г/см}^3$. За пределами структуры плотность максимальная — $2,57-2,58 \text{ г/см}^3$ (табл. 48). Из приведенных данных видно, что уплотнение пород, с учетом "нормального" развития толщи под давлением собственного веса, может служить индикатором локальных структур.

Уплотнение грунтов, особенно глинистых, может отражаться и на выраженности структур в рельефе. Анализ одной из таких форм, погребенных под мощной толщей пород, приводится ниже с целью показать, насколько плотностная трансформация рыхлой толщи усложняет распознавание структур в закрытых районах. Из анализа гипсометрической карты Степного Крыма видно, что поверхность первичной озерной равнины имеет общий уклон с юго-запада на север и северо-восток. Максимальные перепады высот рельефа озерной равнины достигают 60 м. Очевидно, именно юго-западная часть Степного Крыма испытала наибольшее поднятие. Этот факт подтверждают низкие мощности рыхлых отложений, достигающие здесь всего 3–7 м. Северные же районы подняты значительно меньше, поднятие здесь слабо выражено в рельефе, а мощность рыхлых толщ достигает 50–70 м. Прямая унаследованность современным рельефом древнего структурного плана отличает Степной Крым и в тех областях, которые раньше испытывали погружения,

например Сиваш, и в тех, которые в прошлом испытывали поднятие и денудировались. Иное дело — более мелкие локальные поднятия и опускания, которые также отмечаются в пределах Степного Крыма. Эти поднятия, приуроченные к новейшим структурам, редко находят прямое отражение в рельефе. В значительной степени это может происходить благодаря уплотнению мощной толщ рыхлых отложений, снивелировавшему тектонические неровности рельефа.

Анализ карты погребенного рельефа показывает, что общий его уклон действительно соответствует уклону современной дневной поверхности. Однако на фоне плавного моноклиального падения понтических известняков к северу в одном из районов намечается структура, которая подтверждена бурением. В современном рельефе эта глубинная структура не находит отражения за счет компрессионных свойств покрывающих ее рыхлых толщ.

Компрессионные свойства пород, развитых над означенной структурой, имеющих глинистый состав и среднюю мощность 30 м, могут быть рассчитаны:

$$a = \frac{l_0 - l_1}{P}; \quad S = \frac{P}{1 + l_0} aH,$$

где a — коэффициент уплотнения грунта; S — осадка грунта; l_0 — коэффициент пористости грунта до приложения нагрузки;

Таблица 48

Среднее значение плотности пород (г/см³) [Еланская, 1962]

Структурное положение скважины	Среднее значение плотности				Средняя плотность всех пород
	Известняки	Песчаник	Глины	Доломиты	
Южная периклинал	2,58	2,46	2,41	—	2,56
	2,52	—	—	—	2,52
	2,57	—	2,38	—	2,48
Восточное крыло	2,54	—	—	—	2,54
	2,58	2,34	—	—	2,52
	2,52	—	—	—	2,52
	2,56	2,36	2,43	—	2,46
Свод	2,50	2,36	—	2,55	2,48
	2,50	2,30	—	—	2,42
	2,50	2,40	2,39	—	2,43
Северная периклинал	2,56	2,44	2,39	—	2,47
	2,59	—	2,46	—	2,54
За пределами структуры	2,62	—	2,32	—	2,67
	2,59	2,36	—	—	2,58
	2,61	—	2,31	—	2,52

l_1 — коэффициент пористости при нагрузке; P — нагрузка на 1 см^2 ; H — мощность толщи.

Для упрощения расчета допустим, что поверхностный слой уплотнен слабо, пористость его равна 50%, а коэффициент пористости $l_0 = 1,00$. Естественно, что с глубиной под давлением собственного веса глины должны уплотниться. На глубине 30 м под давлением 5 кгс/см^2 пористость глин (при их объемном весе 65 г/см^3) вследствие уплотнения уменьшится до 35%, а $l_1 = 0,54$; коэффициент уплотнения грунтов составит 0,1. В таком случае осадка грунта S достигает величины около 7,5 м. Бурением установлено, что именно такой высоты и достигает погребенная глубинная структура.

К сожалению, в настоящее время нет исчерпывающих критериев определения оптимальных условий формирования нефтегазонасных структур. В связи с этим будет затронута проблема определения оптимальных условий седиментного давления, которые создают наилучшие предпосылки для скопления нефти и газа. Известно, что А.Г. Милешкиной [Вебер и др., 1964] удалось получить фильтрат нефти через глинистые породы под давлением 300 атм, ею же воспроизведена миграция битума из глины в песок под давлением газообразного азота. В условиях впадин, заполненных осадками с удельным весом около $2,6 \text{ г/см}^3$, давление в 300 атм может быть создано толщей мощностью около 1200 м. Следовательно, седиментное давление, способное выдавливать жидкости и газ, может быть достигнуто только при значительных мощностях рыхлых, способных в дальнейшем уплотняться осадков, т.е. при устойчивом опускании и длительном или весьма интенсивном, но коротком периоде осадконакопления в самых различных по площади впадинах.

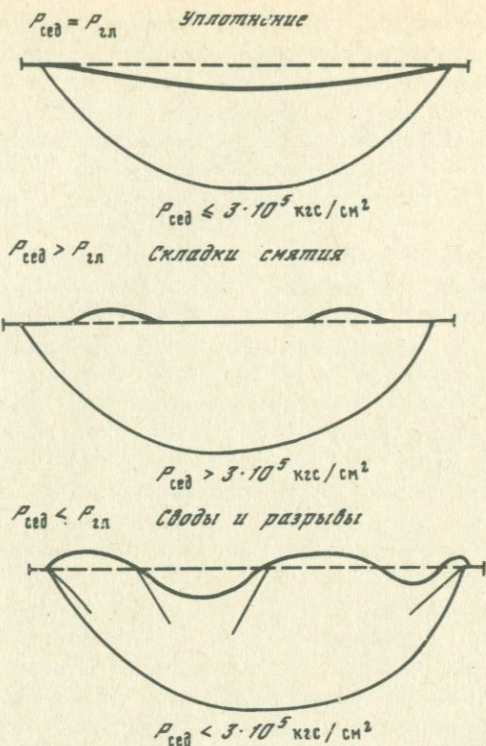
В настоящем разделе акцентируется внимание на факторе, который, как правило, мало учитывается в большинстве тектонических построений, служебных в отношении поисков нефтегазонасных структур. Имеется в виду соотношение между глубинным (архимедовым) давлением и литостатическим давлением кроющих движущийся блок горных пород (седиментным). По материалам А.Е. Ходькова и Г.Ю. Валукониса [1968], аномально высокое для литостатических нагрузок давление — свыше 1000 атм — встречено в сверхглубоких скважинах. Так, в округе Вермильон (штат Луизиана) на глубине 4920 м забойное давление составило 1035 атм, в скважине к югу от Нью-Орлеана на глубине 6364 м — около 1230 атм. По данным М. В. Гзовского [1975], глубинное давление обычно сильно превышает литостатические нагрузки. Так, в Хибинской интрузии на глубине 600 м глубинное давление превышает литостатическое в 4 раза. На ряде рудников Урала глубинные напряжения превышают литостатические в 2–5 раз. В Донбассе и Львовско-Волынском бассейне снимающие напряжения больше литостатических в 3–4 раза и более всего проявляются в своде антиклиналей.

Исходя из основных положений теории сопротивления материалов, остановимся на проблеме зависимости между поперечным сечением "давящего стержня", т.е. движущегося тектонического блока, и возникающими на поверхности Земли складками смятия или разрывами как "крайними" проявлениями соотношения двух сил — литостатического, седиментного, осуществляющего сжатие, и тектонического, архимедова, осуществляющего растяжение, давления.

По данным Ю.Н. Работнова [1950], основные положения теории сопротивления материалов на практике применяются при расчете растяжения и сжатия, не считаясь с особенностями конкретного способа приложения нагрузки. Принимается во внимание равнодействующая всех сил, приложенная к торцу данного тела, причем "сечения, перпендикулярные оси стержня и плоские до деформации, остаются плоскими и перпендикулярными оси после деформации" [Работнов, 1950, с. 3]. Забегая вперед, отметим, что для наших целей наиболее важно то, что плоскими остаются только такие сечения, которые удалены от места приложения с лы на расстояние, не меньшее поперечного сечения напряженного тела.

Можно предполагать, что при равенстве сжатия и растяжения (тектонического глубинного $P_{гг}$ и седиментного $P_{сед}$ давлений) никаких деформаций на поверхности Земли не возникает, так как растяжение уравнивается сжатием. Произойдет, вероятно, лишь уплотнение горных пород. По понятным причинам уплотнение пород сказывается тогда, когда глубинные структуры растут слабо, а превалирует элементарный процесс литостатического седиментного уплотнения. В то же время в пределах любой структурной зоны поле напряжений на некоторой глубине от поверхности земли формируется как давлением снизу, при тектоническом поднятии блока или свода, так и сверху, при давлении пласта кроющих блок горных пород. Следовательно, только соотношение двух разнонаправленных напряжений создает результирующий эффект в виде складок смятия или разрывов (рис. 13).

Очевидно, складки смятия могут образовываться при сжатии, лишь мало превышающем таковое, обусловленное седиментным давлением. Это повышенное сжатие, кроме того, должно быть немного больше 300 кгс/см^2 , так как только по его достижении начинаются образование битумного филтраты и его миграция в свод антиклинальной структуры. В момент, когда глубинное давление превысит не только давление пласта кроющих поднимающийся блок горных пород, но и упругие и пластические деформации кроющих пород, возникнут разрывы. Возникновение складок смятия растягивается во времени, поскольку давление кроющих пород, связанное с осадконакоплением, — процесс медленный и именно при этих условиях в осадке возможны пластические деформации. Разрывы же сплошности осадочных толщ возникают несравненно быстрее, так как обусловлены сильно



Р и с. 13. Рельефообразование при разных соотношениях растягивающих и сжимающих напряжений

действующим глубинным давлением, сравнительно легко преодолевая сопротивление пород.

Определить, какой именно процесс — сжатие или растяжение — происходит на поверхности, можно на основании анализа рельефа: а) если имеется некоторое число разрывных дислокаций, оконтуривающих поле напряжений, то в данном случае господствуют силы растяжения, возбуждаемые тектоническими поднятиями; б) если по периферии поля напряжений формируются смятия типа брахискладок, следовательно, преобладают силы сжатия. В подтверждение высказанных положений рассмотрим возможные сочетания растягивающих и сжимающих напряжений.

1. Сжимающие напряжения равны растягивающим. Положение, характерное для относительного тектонического покоя. Относительный тектонический покой более всего свойствен участкам гигантских по площади впадин типа Западно-Сибирской. В пределах части ее территории глубинное давление, вызывающее растяжения, может быть уравновешено давлением кроющих горных пород, т.е. сжатием. Мощность мезокайнозойских пород в пре-

делах Западно-Сибирской впадины составляет в среднем 2500 м, в то же время площадь впадины достигает 2 млн. км². С учетом удельного веса отложений (2,6 г/см³) можно приблизительно подсчитать давление кроющих пород — оно составит около 650 кг/см². Поскольку это давление более чем вдвое превышает ту величину, которая характеризует начало образования битумного филътрата, можно предполагать миграцию газов и жидких битумов в зоны уменьшающегося сжатия, т.е. в направлении свода многочисленных антиклинальных складок.

2. Растягивающие напряжения превышают сжимающие. Положение, характерное для денудируемых сводов, разрушающихся экзогенными процессами в ходе поднятий. Здесь формируется поле господствующих растягивающих напряжений. Покров кроющих подвижный свод горных пород с течением времени в результате денудационного среза все уменьшается. Вместе с тем спадают и без того низкие сжимающие напряжения. Разрывные дислокации возникают после преодоления слабеющего сжимающего напряжения, упругих и пластических деформаций кроющих пород. Наиболее характерные примеры такого соотношения напряжений имеют место на территории Забайкалья, где разрывы по периферии поднимающихся сводов общеизвестны.

Более сложным представляется такое сочетание во впадинах, когда в их пределах, несмотря на поднятия, охватывающие все большую территорию собственно впадины, продолжается накопление осадков. Сжимающие напряжения во впадине растут, но они не способны превысить растягивающие, связанные с тектоническими поднятиями. В пределах таких впадин широко развиты разломы, что характерно, например, для прибортовых частей Ферганской котловины. Появление разрывных дислокаций в пределах собственно впадин является свидетельством вовлечения их в поднятия, а с физической точки зрения — господства глубинного, тектонического давления [Луцицкий и др., 1976].

3. Сжимающие напряжения превышают растягивающие. Положение, характерное для прогибающихся, в том числе и под давлением накапливающихся осадков, впадин с растущими горными обрамлениями. Здесь сжимающие (седиментные) напряжения растут, усиливая эффект опускания, а в пределах поля сжимающих напряжений возникают складки изгиба и смятия. Примером в этом отношении может служить днище Ферганской котловины площадью около 6400 км², выполненное мощной толщей осадочных пород. Мощностью только кайнозойских осадочных образований составляет здесь около 7000 м. По периферии днища — впадины, но в ее пределах развиты вытянутые вдоль бортов брахискладки, которые и следует считать складками изгиба и смятия. Давление отложений достигает здесь 1820 кгс/см², т.е. примерно в 3 раза больше, чем в Западно-Сибирской впадине. Однако эти громадные нагрузки распределяются на примерно в 300 раз меньшей площади и обуславливают появление мелких складок смятия типа

адырных, а также миграцию в их свод даже небольших количеств нидких битумов и газа.

Возникновение складок смятия, столь важных в отношении нефтегазоносности, в разных впадинах происходит по-разному. Если осадконакопление происходит в устойчиво и медленно прогибающейся обширной по площади впадине, мощность толщи, создающей нужное для складкообразования седиментное давление, может быть достигнута лишь в течение длительного геологического времени, измеряемого десятками миллионов лет. Для формирования нефтегазоносных скоплений в таких условиях требуется длительная миграция битумов и газа с обширных нефтегазосборных площадей, так как седиментация при устойчивом, но весьма постепенном прогибании во впадинах гигантских размеров, таких, например, как Прикаспийская, Западно-Сибирская, Лено-Вилуйская или Туранская, происходит медленно. В таких впадинах осадконакопление развивается весьма спокойно в течение длительных геологических эпох, например всего мезокайнозоя, как это характерно для Западной Сибири.

Иное дело - впадины с интенсивным осадконакоплением в течение сравнительно коротких геологических отрезков времени. Возьмем для примера Ферганскую депрессию. Здесь мощные толщи осадка накапливались быстро, и их давление, обуславливающее миграцию битума, достигалось очень скоро, поэтому для образования нефтегазоносных скоплений необходим был геологический этап, охватывающий часть геологического цикла, например часть кайнозоя.

Итак, можно считать более или менее обоснованным предположение о том, что для формирования месторождений нефти и газа в разных впадинах необходимо разное время осадконакопления, определяемое достижением уровня седиментного давления, способствующего миграции битумов и газа. Так, скопления нефти и газа в обширных впадинах с медленным осадконакоплением, типа Западно-Сибирской, формируются за более длительное геологическое время, чем в Ферганской котловине, с весьма интенсивным осадконакоплением. В случае с Ферганской котловиной необходимо также учитывать то обстоятельство, что в прибортовых частях, на границе с горными обрамлениями, впадина оконтурена разломами. По данным Б.М. Валяева [1976], бурение сверхглубоких скважин показало, что трещиноватые зоны, связанные с глубинными разломами, могут служить резервуарами для скоплений углеводородов, независимо от того, что это - кристаллические породы докембрийского фундамента (Туймазы) или метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы протерозоя (Кольский п-ов). Поэтому указанные трещины могут быть каналами ускоренного подъема нефти и газа к коллекторам.

Уплотнение осадков под влиянием собственного веса может происходить катастрофически быстро. Известно, что на контактах структур с разным знаком или интенсивностью движений наи-

более вероятны "катастрофические" подвижки грунтов в периоды землетрясений. В этой связи приведем наблюдения в дельте р. Селенги, в районе залива Провал на Байкале [Зорин, 1956]. Существует мнение, что залив Провал образовался в результате опускания после землетрясения участка кристаллического фундамента и лежащей на нем толщи дельтовых отложений. Однако его возникновение может быть также следствием уплотнения осадков и явлений подводного сползания грунта, возбужденных сейсмическими толчками.

Река Селенга выносит громадное количество рыхлого материала. Этот материал, отложившийся близ устья реки, изменил конфигурацию береговой линии и глубину Байкала. Дельта реки с каждым годом растет и выдвигается в озеро. Она начинается у дер. Фофаново, где долина, до этого сжатая склонами хребтов Улан-Бургасы и Хамар-Дабан, расширяется и река течет в ложе из осадочных пород озерного и речного происхождения. Здесь появляются хорошо оформленные аллювиальные террасы. Общая площадь дельты составляет около 750 км², не считая авандельты, погруженной под воды Байкала. Дельта р. Селенги сравнительно молодая, о чем можно судить по следующему расчету: а) расход наносов Селенги в среднем равен 115 кг/с, т.е. около 3 622 500 т в год; б) площадь дельты около 750 км²; в) мощность наносов в пределах дельты в среднем около 2 км. В таком случае возраст дельты не более 500 тыс. лет, даже если учесть, что часть тонкого материала отлагается вне пределов дельты (при условии неизменности размеров твердого стока). Как правило, гидрологические измерения дают сильно заниженную по сравнению с реальной цифру выносимых рекой наносов, и, следовательно, время, ушедшее на формирование дельты, еще меньше.

Можно утверждать, что процесс осадконакопления в северной части дельты в настоящее время идет сравнительно медленно. Протоки мало-помалу заносятся и отмирают. На поверхности первой надпойменной террасы в северной части дельты мало болот старичного происхождения, почти вся поверхность дельты здесь распаханна. В южной части дельты, наоборот, наносы интенсивно накапливаются, так как протоки здесь очень активны, многоводны и глубоки. Сюда выносятся разный по крупности материал, который накладывается каждым паводком на нижележащие толщи. В теле грунтов, слагающих дельту, постоянно идет перемещение частиц друг относительно друга — происходит уплотнение грунтов. Вероятно, как в настоящее время, так и ранее наращивание поверхности дельты происходило не равномерно на всей ее площади, а сосредоточивалось то в одном, то в другом секторе, и, следовательно, в различных секторах грунты находятся в разной стадии уплотнения. Процесс уплотнения осадков идет медленно, на ход его могут оказать влияние внешние динамические воздействия, например "встряхивание" колонки грунта при землетрясении.

На восточном берегу Байкала тектонические движения посто-

янно проявляются то в слабых, то в катастрофических землетрясениях. Слабые землетрясения фиксируются в среднем 44 раза в год, а сильные и разрушительные — один раз в 10–15 лет. Под влиянием вибрации фундамента, на котором лежат рыхлые осадки, происходит осадка и оплывание всей колонки наносов. Осадка грунта вызвана тем, что контакты между отдельными частицами под влиянием динамического воздействия (в нашем случае — землетрясение) нарушаются, происходит смещение частиц и их уплотнение. В результате динамического воздействия частицы грунта переходят во взвешенное состояние, затем они оседают, пористость породы уменьшается, часть воды удаляется из грунта. Отток этой воды вызывает оседание грунта на большей или меньшей площади. Размеры оседания зависят от мощности наносов, их первоначальной уплотненности, а также от интенсивности динамического воздействия. Подъем уровня грунтовых вод часто имеет место, когда территория подвергается воздействию землетрясений. В дельте Селенги это явление наблюдается при каждом землетрясении. По всей вероятности, это результат уплотнения толщи грунтов.

Полное воспроизведение данного процесса было получено в лабораторных условиях [Флоринов, 1952]. При воздействии динамического фактора (взрыв) на грунт, способный переходить в состояние пльвуна, частицы начинали "плавать" в воде, отложения переходили в неустойчивое состояние вязкой жидкости (тиксотропное). После удара и сотрясения началось активное истечение воды в виде пльвуна и произошло уплотнение колонки грунтов. О масштабе пльвуно-просадочных природных явлений говорит, например, осадка грунта в г. Мемфисе, достигшая 30 см/час [Саваренский, 1937].

Вернемся к обсуждению проблемы. Известно, что после землетрясения 10–12 января 1862 г. (по новому стилю) 13 января под водами Байкала оказалась площадь в 197 км², глубина залива непосредственно после катастрофы достигла 2,9 м. Современные промеры дают глубины тех же мест более 4 м. Кударинское землетрясение имело силу 9 баллов, в дельте Селенги оно могло достигать 11 баллов и было достаточным, чтобы "встрягнуть" всю колонку грунта дельты. Подчеркнем, что при землетрясениях смещение блоков разрушающихся пород обычно совпадает по времени с наблюдающимися толчками. Здесь наблюдалась иная картина. Сроки проявления максимальных толчков опережали оседание на несколько часов. Процесс проходил в полном соответствии с тем, что было получено в лабораторных условиях при исследовании уплотнения грунтов, способных после взрыва приобретать состояние тиксотропности и оплывать. Разница состояла в том, что для оттока большого количества грунта из мощной толщи наносов с последующим уплотнением его и оседанием поверхности требовалось значительно большее время, чем для небольших порций грунта в лабораторных условиях.

ЗОЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Характерной особенностью золовых процессов является то, что ветровая переработка захватывает уже сформированные, сухие породы и отложения, видоизменяет их и формирует совершенно специфические толщи, несущие только им свойственные черты. В процессе ветровой эрозии наиболее крупнозернистая часть наноса переносится ветром недалеко от очагов эрозии и отлагается в депрессиях. Наиболее мелкие и легкие частицы переносятся на громадные расстояния от очагов зарождения пыли. Следовательно, золовый процесс состоит одновременно в эрозии исходных пород и в аккумуляции отторгнутого материала в благоприятных условиях рельефа. Золовые образования как особую формацию отложений можно подразделить на две фации: золовые пески, чаще всего смешанные с пылью, и золовую пыль.

О масштабах ветровой эрозии говорят, в частности, следующие цифры. По данным, заимствованным у Т.Ф. Якубова [1946], для борьбы с последствиями ветровой эрозии в провинциях Манитоба, Саскачеван и Альберта (Канада) было ассигновано на 1936/1937 г. 750 тыс. долл., а на 1937/1938 г. — 2 млн. долл. В США по официальным данным убытки, причиняемые ветровой эрозией, составляют в год свыше 400 млн. долл. Ветровая эрозия почв на территории СССР проявляется в полосе лесостепей, степей и полупустынь всюду, где имеет место недостаточное увлажнение. Эта полоса начинается от Крыма и Кавказа и уходит в Сибирь. В одной только Кулундинской степи, по данным Л.Н. Грибанова [1954], до 59% всей пахотной площади подвержено ветровой эрозии.

Не менее поразительны результаты золовой аккумуляции (табл. 49). Так, Т.Ф. Якубов [1946] приводит материалы доктора Дейтонского университета П. Коллера, который отмечает, что в Дейтоне за один час пыльной бури на каждые 259 га выпало около 10 т пыли. Подсчет, проведенный в нескольких пунктах штата Индиана (США), показал, что количество осевшей после пыльной бури пыли составляет 1,5–3,8 т на 1 км². После двух пыльных бурь в Австралии количество осевшей пыли было от 12,5 до 17 т на 1 км².

О масштабах золового переноса можно судить также и по данным, приведенным А.В. Сидоренко [1961], который отмечает, что экспериментальные наблюдения показали, как в ряде райо-

Т а б л и ц а 49

Количество пыли, отложившейся на единицу площади в различных пунктах Европы (по Т.Ф. Якубову [1946])

Дата	Место наблюдения	Количество пыли, т/кв. милья
16.X 1846 г.	Юго-Восточная Франция	1,8
31.III 1847 г.	Тироль	5,7
1859 г.	Вестфалия	85,8
1862 г.	Зальцбург	8,24
24.III 1869 г.	Корниола, Австрия	14,3
19.III 1901 г.	Сицилия	7,7

нов Прибалхашья за 26 месяцев был эродирован ветром слой песка мощностью до 11 см. По данным А.У. Цингга (приводятся по А.В. Сидоренко [1961]), только в течение весны в восточной части штата Нью-Мексико в США ветер унес на суглинистых почвах 2 т с 1 акра, на песчаных - 9 т, на очень песчаных - 67 т.

МЕХАНИЗМ ЭОЛОВОГО ПРОЦЕССА

Фундаментальные экспериментальные исследования провел А.И. Знаменский, опубликовавший еще в 1950 г. очень важную работу о механизме образования некоторых форм эолового рельефа. Позже, в 1958 г., вышла книга этого автора, где излагаются основы движения ветропесчаного потока.

В известном смысле перенос обломков ветром сходен с процессами переноса в водном потоке: и в том и в другом случае имеются втягиваемая и взвешенная части осадка. Однако между водным и воздушным потоками существует очевидное различие, обусловленное прежде всего разницей в удельном весе сред - воздушной и водной, а также в их вязкости.

Движение воздуха имеет самое различное направление. Поэтому ветром, по определению В.В. Звонкова [1962], называют горизонтальную составляющую движения воздуха; вертикальные составляющие (вверх и вниз) относят к турбулентной пульсации ветра. Именно вертикальные составляющие имеют большое значение для перехода частиц во взвешенное состояние. У земной поверхности вследствие ее неровности скорость ветра наименьшая. С увеличением высоты скорость ветра растет [Якубов, 1964]:

Высота, м	0,05	0,25	0,50	1	
Скорость ветра, м/с	1,3	2,01	2,44	2,84	
Высота, м	2	16	32	1,23	500
Скорость ветра, м/с	3,33	4,69	5,40	8,26	9,25

Теоретические расчеты В.В. Звонкова показали, что для всего цикла ветровой эрозии - аккумуляции наиважнейшее значение имеют четыре критические скорости ветра: V_{k1} - частица грунта начинает свое движение на поверхности земли; V_{k2} - начинается скачкообразный полет частиц; V_{k3} - наступает приземление частицы после ее полета; V_{k4} - движение частиц прекращается.

По экспериментальным данным, а также натурным наблюдениям выявлена зависимость между скоростью ветра и размером перемещаемых частиц кварца (табл. 50).

Н.С. Кальянов [1976] наблюдал, что основная масса переносимого материала сосредоточивается в 15-сантиметровом слое, в котором переносится до 99% всего количества материала (табл. 51).

Из табл. 51 отчетливо видно, что потокообразующими частицами на высоте до 50 см является песчаная фракция от 1 до 0,05 мм (от 93% - на высоте 0-5 см до 64% - на высоте 50 см). С высотой растет содержание пыли. По данным Х.Э. Сандназарова [1961], пыль способна подниматься до высоты 6 км.

В ходе эксперимента А.И. Знаменского [1958] было установлено, что над гладкой горизонтальной поверхностью от 60 до 80% песка проносится в ветропесчаном потоке на высоте до 4 см (рис. 14).

Анализ приводимого им материала дает основания для следующих выводов:

- 1) наибольшее количество песка при всех скоростях ветропесчаного потока переносится в слое от 0 до 2 см;
- 2) содержание песка в слое на высоте 2 см независимо от скорости более или менее постоянно (около 20%);
- 3) содержание песка в более высоких слоях повышается с ростом скоростей, тогда как в нижнем слое уменьшается.

Соотношение между количеством песка в ветропесчаном потоке и его скоростью (табл. 52) указывает на наличие подъемной силы, направленной снизу вверх и связанной со скоростью [Берлянд, 1947; Буз, 1957]. С увеличением скорости увеличивается и подъемная сила. При общем росте скоростей потока в его толще создаются условия для возникновения градиента скорости по высоте.

Градиент возникает в связи с тем, что даже над горизонтальной поверхностью вследствие ее шероховатости происходит торможение в приземном и ускорение в более высоких слоях ветропесчаного потока.

Очевидно, что шероховатость и форма поверхности, определяющие величину градиента скорости по высоте, влияют на величину подъемной силы. Последняя, как это следует из уравнения Бернулли, зависит не только от скорости потока, но и от градиента скорости (давления) по высоте. В этом состоит физическая сущность подъемной силы, возникающей в виде

Таблица 50

Размеры обломочных частиц, перемещаемых ветром различной силы [Кухаренко, 1961]

Ветер	Скорость, м/с	Средний диаметр частиц, мм	Ветер	Скорость, м/с	Средний диаметр частиц, мм
Слабый	1	0,05	Свежий	8	0,67
	2	0,12		8	0,78
	3	0,20		10	0,90
Умеренный	4	0,29	Сильный	11	1,02
	5	0,37		12	1,14
	6	0,46		13	1,33
	7	0,57		14	1,53
				15	1,75
				16	2,00

Таблица 51

Механический состав (%) наносов, задерживающихся в пескоуловителях

Высота, см	Количество наноса на 100 пог. м	Диаметр частиц, мм		
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01
0-5	1850* 82,2	9,86	84,06	2,12
5-10	300 13,3	6,19	85,65	3,16
10-15	76,6 3,4	4,21	85,25	4,66
15-20	7,1 0,3	4,11	83,13	5,06
20-25	6,5 0,3	4,00	81,12	5,96
25-30	4,5 0,2	3,82	78,23	7,14
30-40	3,7 0,2	3,43	69,32	13,67
40-50	2,3 0,1	2,92	61,15	16,46

* В числителе - килограммы, в знаменателе - проценты.

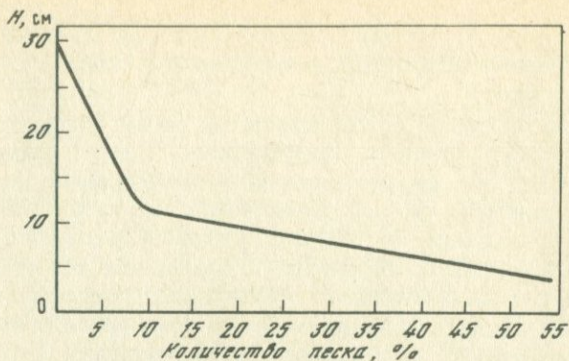
скорости воздушного течения, направленного от областей с большим давлением (малые скорости) к областям с меньшим давлением (большие скорости).

Увеличение скорости ветра влечет за собой возрастание турбулентного трения, которое преодолевает силы сцепления частиц и отрывает их от поверхности или вырывает из слоя. Как правило, оторванные частицы вращаются, вызывая тем самым и вращение окружающего их воздуха. Скорость воздуха над частицей, т.е. в свободном пространстве, больше, чем под нею. Поэтому над частицей возникает область пониженного давления. На частицу начинает действовать подъемная сила P , пропорциональная квадрату скорости движения V^2 и площади сечения частицы S в плоскости, перпендикулярной к направлению движения, а также плотности среды ρ . В уравнение обычно вводится безразмерный коэффициент подъемной силы (C_y):

$$P = C_y \frac{\rho V^2}{2} S.$$

Следовательно, в тот момент, когда подъемная сила превысит вес частицы, она поднимается вверх, но не строго по вертикали, впителях [Кальянов, 1976]

Диаметр частиц, мм					
	0,01-0,005	0,005-0,001	Менее 0,001	Более 0,01	Менее 0,01
	0,96	0,28	2,72	96,04	3,96
	1,08	0,60	3,32	95,0	5,00
	1,24	1,07	3,58	94,12	5,80
	1,84	1,57	4,29	92,3	7,70
	1,94	2,12	4,86	91,08	9,92
	2,54	2,82	5,45	89,19	10,81
	3,94	6,72	7,92	81,42	18,58
	4,06	6,87	6,87	80,53	19,47



Р и с. 14. Кривая мощности ветропесчаного потока [Знаменский, 1950]

а по сложной траектории, которая образуется в результате воздействия горизонтального воздушного потока.

Подъемная сила обуславливает постоянный обмен зернами песка между разными по высоте слоями ветропесчаного потока. Отрываемые от поверхности частицы под влиянием ветра совершают скачкообразные движения и попадают в верхние слои ветропесчаного потока благодаря действию подъемной силы. Траектория скачка с ростом скорости увеличивается, и все большее число зерен песка вовлекается в перенос в верхнем слое; некоторое же количество песчинок сокращает свою траекторию и выпадает из верхнего слоя в нижний.

Тенденция все большего насыщения ветропесчаного потока зернами песка, наблюдающаяся при росте скоростей, связана не только с увеличением градиентов скорости и возникновением подъемной силы.

Песчаники, обладающие сравнительно большим удельным весом или размерами, исключают возможность продолжительного их взвешивания в воздушном потоке, падают на поверхность или соударяются в процессе переноса. При этом те из них, которые обладают большей массой или большей скоростью, в процессе соударений выбивают и отражают меньшие по размерам или по скорости частицы. Естественно, что рост скоростей потока, обуславливающий увеличение общего количества песчинок, в конечном счете приводит к учащению соударений. Учащение соударений создает дополнительные условия для вовлечения падающих зерен в перенос и увеличения мощности ветропесчаного потока.

Насыщение ветропесчаного потока создает предпосылки для выпадения частиц на поверхность и роста песчаной нагрузки в приземном слое. В конце концов часть крупных песчинок выпадает на горизонтальную поверхность, шероховатость которой растет; начинается формирование ряби, оказывающей затем решающее

влияние на ветровой перенос. Дело в том, что даже над первичной горизонтальной поверхностью, обладающей некоей начальной шероховатостью, постоянно и беспорядочно возникают вихри. С возникновением ряби вихри, ранее беспорядочные, начинают стабилизироваться, гребни эоловых форм растут в высоту.

Опыты с меченым песком, поставленные А.И. Знаменским [1958], помогли получить более или менее исчерпывающую картину формирования ряби. К барханному песку крупностью 0,25–0,1 мм было добавлено 10% (от объема исходного песка) песка с крупными зернами (до 1 мм). Было замечено, что скачкообразно движущиеся в ветропесчаном потоке крупные зерна "бомбардируют" поверхность и выбивают мелкие зерна, которые подхватываются вихрями и уносятся потоком. Крупные же зерна скапливаются на поверхности. Конечно, и они испытывают удары других зерен, но, имея большой вес, они не могут уноситься потоком на большие расстояния. Эти крупные зерна собираются в валики, ориентированные нормально к направлению ветропесчаного потока. Возникает песчаная рябь. Стабилизация вихрей усиливает подъемную силу в ветропесчаном потоке, обмен масс песка пограничного слоя с массами более высоких слоев упорядочивается и в целом усиливается. Формируются крупные эоловые формы – гряды и барханы, способные передвигаться за счет перевеивания материала с наветренного на подветренный фронт, чему способствуют стабилизированные вихри.

Весьма важную роль в возникновении вихрей ветропесчаного потока играет порывистость ветра [Семенов, 1968]. Наблюдения показали, что при скорости ветра 5,2 м/с на высоте флюгера порывы его достигали 8,3 м/с, т.е. скорости, способной произво-

Т а б л и ц а 52

Количество эолового материала, переносимого через 100-метровый фронт, на развиваемых темно-каштановых почвах и распределение его в ветропесчаном потоке (по А.Г. Гаелю и Л.Ф. Смирновой [1960])

Высота над поверхно- стью, см	Скорость ветра							
	5 м/с*		7 м/с		9 м/с		11 м/с	
	3,5 м/с		4 м/с		6 м/с		7 м/с	
	кг	%	кг	%	кг	%	кг	%
0–5	369	92	891	67	1656	70	4680	68
5–10	21	5	266	20	349	15	1748	24
10–15	6	2	107	8	254	11	288	4
15–20	1	1	34	3	67	3	145	2
20–25	0,5	–	22	2	12	1	45	1
Всего:	397,5	100	1320	100	2338	100	6906	100

* В числителе – скорость ветра на высоте 150 см, в знаменателе – на высоте 15 см.

Т а б л и ц а 53.

Изменение порывистости ветра (по К.С. Кальянову [1976])

Показатель	Средняя скорость на высоте 2 м, м/с				
	8,1	8,0	8,1	7,9	8,0
Число прорывов выше критической скорости* за 15 мин.	46	35	42	29	41
Скорость максимальных прорывов	12	12	13	15	13

* Критическая скорость на почве - 8 м/с.

дить дефляцию (табл. 53). Очевидно, для возникновения дефляции не столь важен максимальный разгон ветра. Важнее соответствующие условия погоды (соотношение барических градиентов и ветер) и состояние грунтов. Дефляция, как правило, возникает при засушливой погоде на почвах с любым механическим составом, но обязательно сухих или быстро высыхающих. Зимой для возникновения развевания грунта достаточно его оголения от снега. Наискорейшему развеванию грунт подвергается [Гаель, Смирнова, 1960], если он представлен супесями, при этом скорость ветра должна быть равна 3-4 м/с на высоте 15 см от поверхности; на тяжелосуглинистых и глинистых грунтах скорость ветра для начала дефляции должна достигать 5-9 см/с. В настоящей работе проблема эрозии почв не служит предметом рассмотрения, поэтому всех интересующихся этим аспектом исследований отсылаем к прекрасной сводке К.С. Кальянова [1976].

Таким образом, движение и осаждение частиц происходит в ветропесчаном потоке в процессе развития режима скоростей. В потоке, в котором постоянно происходит смена скоростей, возникает подъемная сила, зависящая от градиента скорости в приземном слое. Градиенты скорости определяют вихреобразное движение воздуха и подъем частиц грунта от поверхности. С ростом скоростей формируются вначале валики, затем гребни и, наконец, оформляется песчаная рябь. Создаются условия для стабилизации вихрей, усиления обмена масс между нижними и верхними слоями ветропесчаного потока. Крупные и тяжелые песчаные зерна волочением и короткими скачками перемещаются лишь в приземном слое, более мелкие двинутся, как правило, с большой амплитудой скачка. Еще более мелкие и легкие частицы поднимаются высоко в воздух в виде взвеси и осаждаются на большом расстоянии от места подъема.

Постоянный и усиливающийся обмен частицами в слоях ветропесчаного потока при длительных сильных ветрах приводит к

недосыщению песком нижнего слоя, создаются условия для выдувания песчинок с исходной поверхности, происходит дефляция. Постепенно насыщаясь, ветропесчаный поток начинает аккумуляцию части обломочного вещества, приобретающую массовый характер при уменьшении скоростей спадающего ветра. В процессе эолового переноса частиц происходит сортировка песчаного материала. Пространственная дифференциация вещества рыхлых эоловых отложений сказывается прежде всего в дальности переноса частиц разной крупности. Так, частицы диаметром 1-8 мм переносятся всего на несколько метров, а диаметром < 0,01 мм - вокруг земного шара [Якубов, 1946].

Известны данные [Якубов, 1946], свидетельствующие о том, что во время пыльной бури, происшедшей 8-10 марта 1901 г. в пустыне Южного Алжира, пыль, поднятая ветром, прошла через Тунис, Италию, восточные Альпы, Данию, Польшу и до Кунгурской области СССР. Анализы пыли, собранной в различных пунктах, показали, что ее состав меняется по мере удаления от очага дефляции в направлении с юга на север. Так, содержание кварца менялось (в %): от 71 - в Тунисе, 59 - в Палермо, 49 - в Фиуме до 47 - в Граце; содержание глинистых частиц изменялось в обратном соотношении: Тунис - 2,1, Палермо - 8,6, Фиуме - 12,1. В пыли, осевшей в с. Троелга (Кунгурская область), были обнаружены лишь единичные зерна кварца, тогда как глины составили основу отложений.

Наиболее благоприятные условия для аккумуляции больших масс пыли создаются во многих предгорных и межгорных впадинах, где образуется, по выражению Б.А. Федоровича [1948, 1950], "ветровая тень", или "ветровые мешки"; именно в таких благоприятных условиях сочетания гор и засушливых впадин Средней Азии, где ветер приобретает восходящее движение и тем ослабляется, формируются наиболее мощные толщи эоловой пыли.

ПРИЗНАКИ ЭЛОВЫХ ПЕСЧАНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В самом начале главы об эоловых образованиях отмечалось, что среди них выделяются две фации отложений, а именно песчаная и пыль. Такое разделение единой эоловой формации обусловлено особенностями дифференциации вещества. Песчаные отложения представляют собой смесь песчаных и пылеватых частиц, вынесенных из материнских образований; в дальнейшем, при продолжающейся эоловой переработке "первичных" песков, из них удаляются не только мелкие пылеватые частицы, но и те, которые отличаются низким удельным весом и "пластинчатостью". Эоловая пыль формирует отложения, в которых происходит концентрация весьма легких и дисперсных минералов, причем каждая группа и даже вид минералов тяготеют к определенной фракции отложений.

Таблица 54

Гранулометрический состав (%) первичных песков [Петров,

Местоположение первичных песков	Фракция, мм		
	> 1	1-0,5	0,5-0,25
Юго-Восточный Бейшань	4,4	7,7	16,0
Центральный Бейшань	16,1	19,2	18,0

Таблица 55

Минералогический состав (%) первичных песков [Петров, 1960]

Минералы	Юго-Восточный Бейшань	Центральный Бейшань	Минералы	Юго-Восточный Бейшань	Центральный Бейшань
	Кварц	66,5		68,0	Рудные
Полевой шпат	25,5	23,0	Роговая обманка	20,5	5,5
Мусковит	4,0	-	Эпидот	17,0	35,5
Выветрелые обломки	1,0	5,0	Гранат	1,5	3,0
Обломки кремнистых пород	3,0	4,0	Рутил	1,0	1,0
			Сфен	0,5	1,5
			Пироксен	17,0	3,5

Таблица 56

Содержание пыли (%) в песках Репетека (по А. Гаелю [1939])

Глубина, см	Вершина бархана		Склон бархана		Подножие бархана	
	пыль	глина	пыль	глина	пыль	глина
0-5	1,12	1,73	1,85	1,27	2,77	4,17
5-10	0,96	1,83	1,47	8,79	3,52	4,37
20-25	0,22	1,73	1,48	3,86	1,65	4,25

Мощность золотых отложений составляет метры, редко десятки метров. В современных пустынях мощность золотого покрова, по данным А.В. Сидоренко [1961], доходит до 10-15 м, хотя отдельные барханы могут достигать высоты 20-30 м. Мощности древних, предположительно пустынных толщ пермского возраста

1960]

	Фракция, мм			Тяжелая фракция, %	Растворимые соли, %
	0,25-0,1	0,1-0,01	< 0,001		
	15,0	13,5	43,4	1,73	3,6
	3,8	0,6	42,3	3,95	7,6

Северной Америки и триасовых толщ Южной Америки достигает 100-150 м.

Золотые песчаные образования отличает общий признак - все они, за очень редким исключением, представлены частицами не крупнее 1 мм в диаметре. Это и понятно, так как только ветры силой до 10 м в секунду способны переносить обломочный материал такой крупности. Тогда как, например, в Каракумах ветер такой силы составляет лишь 10% от всех ветров, дующих в течение года. Поэтому большая часть золотых накоплений представлена средне- (0,5-0,25 мм) и мелкозернистыми (0,25-0,1 мм) песками. В зависимости от степени переветывания, переработки толщ ветром в золотых отложениях содержится то больше, то меньше тонкозернистого материала и пыли. Обычно содержание частиц менее 0,05 мм не превышает 2%. Однако пылеватые частицы всегда присутствуют в золотых образованиях.

Наиболее крупные зерна (0,5 мм) в хорошо переветренных песках, как правило, хорошо окатаны, в то же время мелкие частицы (0,05 мм), по свидетельству А.В. Сидоренко [1961], остроугольные. А.В. Сидоренко, кроме того, считает, что хорошо переветренные песчинки приобретают блестящую полированную поверхность. Матовые зерна, по его мнению, - редкость, так же как зерна с раковистым изломом.

Минералогический состав золотых образований представлен обычно наиболее устойчивыми против ветровой коррозии компонентами, такими, как кварц, полевые шпаты, небольшое количество темноцветных минералов. Золотые пески в отличие от золотой пыли малослоисты.

Характерным признаком золотых накоплений считают волнистую слоистость, при которой углы падения слоев постепенно меняются, иногда они срезают друг друга. Многие авторы считают характерной косую слоистость [Ботвинкина, 1965], хотя, например, А.В. Сидоренко [1956] не придает ей значения универсального признака.

Интересные наблюдения над первичными золотыми песками

Таблица 57
 Минералогический состав (%) золотых песков некоторых областей Прикаспия
 [Якубов, 1940]

Минералы	Глубина залегания, м		
	Нарым		
	0-0,1	2-2,3	0-0,1
Уд. вес > 2,75 г/см ³ пирит, ильменит, магнетит и др.	0,85	0,90	0,85
Уд. вес 2,44-2,75 г/см ³ кварц, полевые шпаты, слюды и др.	97,61	98,15	99,15
Уд. вес < 2,44 г/см ³ анальцит, обломки глин, амфи- болы, кремнезем	1,0	1,46	Очень мало

в пустынях Центральной Азии проведены М.П. Петровым [1960]. В данном случае рассматривались пески, накопившиеся от разрушения метаморфических пород каменной пустыни. Области аккумуляции здесь максимально приближены к областям питания. Причем первичными песками эти образования М.П. Петров называет по праву, так как исходная для них порода — не разрушаемые песчаники, аллювиальные пески или пески морского происхождения, а метаморфические плотные породы.

Аридный климат приводит в весьма засушливых каменных пустынях Центральной Азии к физическому выветриванию (шелушению, отслоению) метаморфических пород. В первичных песках обработка материала чрезвычайно низкая, степень окатанности зерен ничтожна, так как пески откладываются в непосредственной близости (в ветровой тени скал) от места разрушения исходных пород. В составе песков наблюдается повышенное содержание частиц менее 0,01 мм, что связано с угнетенным в данных условиях выносом пыли. Нельзя предполагать вынос мелкозема и текущими водами, так как атмосферных осадков здесь, в Восточном и Центральном Бейшане, выпадает за год всего 40 мм. Плохую сортированность и слабую перевеянность рассматриваемых первичных песков передает их гранулометрический состав (табл. 54). Отчетливо видно, что порообразующей фракцией в данном случае служит пыль (до 43,4%), а обычно наиболее характерные песчаные и алевроитовые фракции золотых образований составляют незначительную их часть.

В минералогическом составе описываемых песков велика роль обломков пород, слюд, полевых шпатов (табл. 55). Высоко содержание тяжелой фракции, в которой присутствуют минералы, тесно связанные с коренными породами. Очень незначителен в первичных песках процент водно-растворимых солей, что обычно не характерно

Глубина залегания, м						
Айгыр-Кум		Дынгызыл		Жидели	Кашмал-шагыл	
2,9-3	0,01	1,4-1,5	0-0,1	0,5-0,6	0-0,1	1,4-1,5
0,80	0,50	0,09	0,35	0,40	0,65	0,75
99,20	98,65	99,31	99,50	99,10	98,90	98,80
0,85	Мало	0,15	0,50	0,45		0,45

для золотых перевеянных образований. Приведенные признаки и отражают особенности первичных золотых песков, относимых нами к первой фации золотых образований.

По свидетельству А.Г. Гаеля [1939], в составе песков Репетека (Каракумы) встречаются кварц (до 50%), полевой шпат в виде обломков породы (до 35%), роговая обманка (до 7%), кальцит (до 4%). Единично представлены гранат, эпидот, очень велико содержание слюд — до 20%, особенно биотита, меньше — мусковита. По данным А. Гаеля, степень обогащения золотых песков пылью разная (табл. 56) и зависит от степени переработки.

Как видно, обогащение подвижных песков Репетека пылеватыми частицами не очень велико, что свидетельствует о существенном перевеивании толщи и постоянном выносе пыли в воздух и переносе ее к местам седиментации.

С.С. Морозов, Е.М. Сергеев и П.И. Фадеев [1956] отмечают, что пески Каракумов преимущественно мелко- и тонкозернистые. Встречаются очень однородные пески (с содержанием частиц 0,25-0,1 мм до 90% и более). Содержание частиц менее 1 мкм очень небольшое. По составу описываемые пески — полиминеральные, насчитывают до 50 различных минералов, среди которых преобладают кварц, полевые шпаты, обломки пород и карбонаты (карбонатная "мука"). Минералов тяжелой фракции (удельный вес более 2,8 г/см³) содержится, как правило, 1-2%, редко — до 10%, карбонатов — до 10%. Как видно, фактический материал указанных авторов также свидетельствует в пользу существенной переработки песков Каракумов. Вероятно, здесь лишь отдельные участки территории не подверглись золотому воздействию, и тогда отложения несут в себе большее количество пыли, а также золотую карбонатную "муку".

По данным Т.Ф. Якубова [1940], аллювиальные пески ряда районов Каспийской низменности весьма сильно переработаны

Таблица 58

Содержание (%) тяжелых минералов в эоловых песках Полесья [Лукашов, 1961]

Фракция, мм	Ленино	Милевичи	Микашеви- чи	Хоростов
0,1-0,05	1,28	0,14	0,93	0,68
0,25-0,1	-	0,26	0,58	0,18

эоловыми процессами, что определило их специфический состав (табл. 57) и придало им характерные черты, которые уже отмечались для Каракумов. В песках Прикаспия мало мельчайшей фракции с низким удельным весом, что объяснимо, если учесть их вынос ветром. В этих песках много кварца и других минералов легкой фракции, обычных для эоловых образований перевеиваемого типа. Наконец, в песках сравнительно низок процент тяжелых минералов, хотя он и очень постоянен, что указывает на эоловую переработку, обогатившую пески.

Рассмотрим данные Г.А. Прохоровой [1950], проанализировавшей и сравнившей эоловые пески разной степени переработки, массивы которых располагаются в пределах пустыни Каракум по направлению господствующих ветров последовательно, с востока на запад. Прежде всего она отмечает, что здесь встречены пески аллювиальные четвертичные, плиоценовые ("коренные") и пески со следами современной эоловой переработки. Все они имеют единый источник

Таблица 59

Гранулометрический состав (%) эоловых песков Полесья

Пункт	Глубина, м	Фракция, мм	
		> 1	1-0,5
Микашеви- чи	0,5-0,6	0,54	9,79
Хоростов	0,4	0,37	2,11
Ленино	1,4-1,5	0,01	0,27
Микашеви- чи	0,1-0,2	0,2	2,60
Там же	0,5-0,6	0,03	1,73
"	1,0-1,1	0,43	3,51
"	1,5-1,6	4,25	25,20
"	2,0-4,1	0,35	9,29
"	2,5	0,75	5,5

питания - исходные коренные породы, вскрывающиеся в области распространения всех типов песков. Отмечается, что на всей территории Каракумов качественный состав песков разного генезиса ("коренных" и эоловых) меняется мало. Гранулометрический же состав, напротив, подвержен существенным изменениям с востока на запад: фракция 0,25-0,5 мм на востоке составляет 32%, фракция 0,1-0,01 мм - 4%; на западе - соответственно 3 и 28,5%. В этом же направлении уменьшается содержание минералов тяжелой фракции за счет увеличения легкой: на востоке тяжелой фракции 6%, на западе 2%.

Очевидно, что на востоке мы имеем дело с песками, менее переработанными ветром или даже исходными ("коренными"); в направлении на запад степень переработки песков растет. В связи с этим изменяются количественные соотношения минералов, а именно в перевеянных песках растет содержание кварца (от 58 до 61%), ставролита (до 1%), уменьшается - роговой обманки (от 5,8 до 4,7%), биотита и хлорита (соответственно от 18 до 1% и от 4,5 до 1%). В перевеянных песках сортировка лучше, в них преобладает фракция 0,25-0,1 мм - 64,2-97%, округленность зерен перевеянных в сравнении с непереваемыми песками растет от 3,5 до 17,6% в тяжелой и от 9 до 20,3% в легкой фракции.

Характерные данные об эоловых образованиях Белоруссии приводит В.К. Лукашов [1961]. Этот автор отмечает, что для них свойственны высокая сортированность и незначительная роль фракции менее 0,01 мм (табл. 58). Отмечается резкое повышение числа окатанных зерен в крупных фракциях. Отличительным признаком эоловых песков В.К. Лукашов считает матовую поверх-

[Лукашов, 1961]

Фракция, мм				
0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,075	0,075- 0,01	<0,01
33,76	39,36	13,81	1,10	0,61
20,69	51,26	21,97	2,79	0,70
8,63	40,53	45,22	2,91	2,39
17,66	50,62	26,01	1,25	0,86
13,19	67,09	16,45	0,53	0,17
16,92	52,85	24,75	1,00	0,54
24,58	31,72	12,25	0,67	0,16
24,02	44,3	20,20	1,20	0,12
20,79	47,22	23,06	1,70	0,13

Т а б л и ц а 60

Гранулометрический состав (%) песков на Быковской и Голубинской грядах и темно-каштановых почв (по А.Г. Гаелю, Л.Ф.Смирновой [1978])

Местоположение разреза	Глубина, см	Фракция, мм			Потери при обработке, %
		песчаная, 1-0,05	пылеватая, 0,05-0,001	глистая, < 0,001	
Вершина раз- веваемой Быковской гряды	0-5	98,3	0,5	1,0	0,2
	100	98,7	0,3	0,9	0,1
Вершина раз- веваемой Го- лубинской гряды	0-10	99,4	0,3	0,3	-
	100	99,4	0,5	0,1	-
Темно-каш- тановая поч- ва	0-10	55,7	30,9	13,4	-
	40-50	54,4	27,7	17,9	-
	70-80	53,5	29,6	16,9	-

ность зерен и жирный блеск. Как и многие другие авторы, он отмечает очень низкое содержание в эловых песках Белоруссии слюд. Окатанность зерен песка в зависимости от их размера меняется. Так, во фракции 1-0,5 мм содержится 80-60% окатанных зерен полевых шпатов и кварца, тогда как во фракции 0,5-0,25 мм их уже 40-30%. Остальные зерна полуокатанные, неокатанных вовсе - до 2%.

В эловых образованиях Белоруссии отчетливо видно господство трех песчаных породообразующих фракций, что указывает на весьма хорошую сортированность отложений (табл. 59), даже более высокую, чем в эловых образованиях Каракумов и Прикаспия.

Анализируя фактический материал по гранулометрическому составу эловых отложений Белоруссии, легко увидеть, что в них намечается господство мелкопесчаной фракции, которая вместе с песчаной и алевритовой составляет от 96 до 67%. Колебания в содержании породообразующих фракций связаны, по-видимому, с изменениями силы ветров и степенью переработки ими исходных аллювиальных отложений. При росте содержания фракции более 1 мм несколько падает процент породообразующих фракций. Так, если фракция 1 мм составляет 4,25, или 0,01%, содержание породообразующих фракций - соответственно 68,55 и 94,39%. Такие соотношения можно объяснить усиленным переиванием

исходных песков, в ходе которого на месте оставались крупные обломки, а выдувались более мелкие. В определенной степени здесь сказывался и первичный состав исходных песков.

Характерным примером эоловой переработки исходных аллювиальных отложений могут служить развеваемые пески Донских степей [Гаель, Смирнова, 1978]. Эти пески в легкой фракции на 99% состоят из кварца с незначительной примесью полевых шпатов, слюд, калыцита, глауконита. В тяжелой фракции (ее содержание 0,2 - 0,5%) преобладают дистен, ставролит, турмалин, ильменит и лейкоксен. По минералогическому составу устанавливается, что эти пески слагали террасы долин рек Песковатки (Быковская арена) и Дона (Голубинская арена), затем ветер развеял песчаные наносы и образовал указанные массивы гряд.

По свидетельству цитируемых авторов, Быковская и Голубинская арены практически не перемещаются, что установлено повторным нивелированием (1970 и 1975 гг.), хотя в пределах массивов (арен) происходит постоянное "извечное" (по Б.А. Федоровичу [1950]) перемещение материала и выдувание пыли (табл. 60). Учитывая чрезвычайно малую подвижность гряд песка, сконцентрированных в массивы (арены), последние представляют собой классический пример песчаной фации эоловой формации.

ЭОЛОВАЯ ПЫЛЬ И ПРОБЛЕМА ЛЁССОВ

Вторая фация эоловых образований по своему составу относится к фракции пыли. Эоловая пыль в благоприятных климатических и орографических условиях распространена очень широко [Федорович, 1948, 1960].

М.А. Глазовская [1954], проводившая наблюдения в Тянь-Шане, свидетельствует, что поверхность ледников плоских вершин обычно грязная. Она покрыта тонким слоем серого тонкозернистого материала в виде крупинок яйцевидной или шаровидной формы. В составе минеральной пыли преобладают частицы с диаметром около 0,005 мм и мельче. Естествен вопрос - откуда на поверхности чистого льда эта пыль?

Ответ может быть лишь один - из воздуха. В ясные дни на поверхность льда, снега и скал оседает за сутки на площади в 1 м² от 130 тыс. до 270 тыс. минеральных частиц, как об этом свидетельствует М.А. Глазовская. В дни же пыльной мглы это количество растет в три раза. Любопытно то обстоятельство, что минеральный состав пыли очень однообразен. Во фракции 0,005 мм содержатся главным образом пластинки биотита, мусковита, хлорита. Встречаются зерна кварца, полевых шпатов. Вместе с ними на поверхности чистого льда накапливается слой мелкозем.

Р.Д. Забиров [1955] отмечает, что на Северо-Западном Памире часто случаются сухие туманы, возникающие в результате при-

носа юго-западными ветрами лёссовой пыли со стороны Афганистана. При этом частицы пыли парят в воздухе в течение нескольких дней. После прохождения сухого тумана на поверхности льда и снега остается тонкий налет пыли.

Г.А. Мавлянов [1953] отмечает, что территория Южно-Таджикской депрессии является своеобразным "мешком", создающим благоприятные условия для осаднения эоловой пыли, которая с помощью ветра приносится из Каракумов, Кызылкумов и песчаных пустынь, находящихся на территории Афганистана. Эта пыль дала начало лёссовым накоплениям, отличающимся пылеватым составом с низким содержанием глинистых частиц. Зато содержание легкорастворимых солей здесь наибольшее, присутствуют хлористые и сульфатные соли, что свидетельствует о том, что эти породы с момента своего отложения не подвергались воздействию текущей воды. В минеральном составе лёссов подавляющую роль играют легкие минералы (около 90% от веса сухой породы). Тяжелые минералы имеются лишь в небольшом количестве, содержание их не превышает 0,18–0,83% (табл. 61). Все эти признаки свидетельствуют о том, что лёссы исследуемого типа сформированы на первично эоловых накоплениях.

В 1960–1962 гг. нам пришлось работать в восточной части Ферганской депрессии, в долинах рек Кугарт и Кара-Унгур. Здесь установлено наличие по меньшей мере четырех генетических типов лёссов и лёссовидных суглинков: покровных (существенно эоловых), аллювиальных, аллювиально-делювиально-пролювиальных (в толще моласс), аллювиальных (пойменная фация рек). Сравнение лёссов по типам показало следующее (табл. 62, 63).

1. Повышенное у покровных по сравнению с другими типами лёссов содержание водно-растворимых солей – до 28,09% от веса сухой породы. Высокое содержание водно-растворимых солей объясняется как воздушным переносом с пылью, так и капиллярным подтягиванием в поры лёсса, не промываемого сверху.

2. Покровные лёссы оказались менее глинистыми, чем, например, аллювиальные или молассовые. Они несут больше мелких частиц, чем аллювиальные, но меньше, чем молассовые. Их локальная крупнозернистость в сравнении с делювиально-аллювиально-пролювиальными лёссами обусловлена осаднением пыли на обломочные отложения. В разрезе покровных лёссов крупнообломочный материал появляется в основном у кровли материнских пород, обломки которых как бы обволакиваются лёссом.

3. Покровные лёссы отличаются от других типов лёссовых отложений и по минералогическому составу тяжелой фракции, которой в целом очень мало; до 98% занимают минералы небольшого удельного веса (хлориты, амфиболы), способные давать таблитчато-пластинчатые формы зерен легче, чем другие, переносимые ветром.

Периоды активизации эоловых процессов, связанных с колебаниями глобального климата, выдвигают проблему прогнозирования так называемых фаз ветровой эрозии (см. [Кальянов, 1976, рис. 13]).

Т а б л и ц а 61

Минералогический состав золотого лёсса (% к весу сухой пробы)
[Мавлянов, 1953]

Минералы	Перевал Мусульман-Абад	Усойский завал
Тяжелая фракция		
Магнетит	0,033	0,362
Ильменит	0,059	0,282
Лимонит	0,004	0,011
Роговая обманка	0,007	0,194
Турмалин	-	0,018
Группа эпидота	0,011	0,007
Гранат	0,004	0,001
Пироксен	-	0,001
Рутил	0,008	0,006
Гематит	-	0,084
Апатит	0,002	0,009
Биотит	-	0,023
Итого:	0,128	0,998
Легкая фракция		
Кварц	30,346	51,929
Полевые шпаты	0,261	0,309
Биотит	8,932	18,612
Мусковит	1,485	6,237
Обломки породы, глинистые минералы	43,895	-
Неопределенные минералы, обломки сланца	1,605	12,604
Итого:	86,524	90,542

К.С. Кальянов выделяет следующие периоды активизации ветровой эрозии, увязывая их с ветвью спада 11-летнего цикла солнечной активности: с XXXIII по XXIV в. до н.э., когда среднее число эрозионных циклов составляло 82; с XVIII до VI в. до н.э. - 109; с III до XIII в. н.э. - 91; наконец, с XVIII в. н.э. и до наших дней - 24. Вполне возможно, что данные столь компетентного исследователя близки к истине. Однако представляется, что при прогнозировании развития климата, (а именно этот прогноз, а не собственно "фаз ветровой эрозии", доступен в наши дни палеогеографии) необходимо опираться на наиболее репрезентативные данные, представляемые сопряженно-комплексным палеогеографическим анализом [Руководство..., 1976. Разрезы..., 1971, 1973, 1976, 1977, 1978]. В ином случае в любом прогнозе может отразиться чрезмерный субъективизм.

Таблица 62

Минералогический состав (%) разнотипных лёссов Восточной

Лёсс	Лимонит	Амфиболы и пироксены	Ильменит	Эпидот	Гранат
Покровный	2	15	1	5	8
Молассовый	40	20	5	1	1
Элювиальный	60	3	10	7	4

Таблица 63

Гранулометрический состав (%) лёссов (аналитик Н. Кузьмина)

Лёсс	Фракция, мм			Водно-растворимые соли
	0,1-0,5 (галька, песок)	0,5-0,005 (алеврит)	<0,05 (глина)	
Покровный	8,57	20,71	42,63	28,09
Аллювиальный	18,03	54,71	9,02	18,24
Молассовый	3,39	27,22	63,96	от 15 до 25

Рассмотрим палеогеографический материал по опорным разрезам на территории СССР, полученный хорошо оснащенной Лабораторией новейших отложений географического факультета МГУ (рис. 15), и попытаемся сделать некоторые выводы, которые будут подкреплены данными о водном стоке рек различных районов страны. В анализе стока будем исходить из методических предпосылок, обоснованных в соответствующих работах [Зорин, Шлейников, 1964; Зорин, 1970].

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины, в частности Ярославского Поволжья и Верхней и внеледниковой Средней Волги, рассматривались выше. Из этих материалов следуют такие общие выводы: 1) наибольшее похолодание было в Поволжье в среднем плейстоцене, когда здесь господствовал резко континентальный климат; в это время сток (II и III этапы террасообразования) был наименьшим; 2) ранний плейстоцен в Поволжье отличался теплым и влажным климатом, значительно более мягким, чем континентальный современный или голоценовый; в это время сток был наибольшим.

Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. Территория нижнего Дона и Приазовья отличается устойчивым погружением в неоген-четвертичное время, в течение которого здесь проявлялись трансгрессивно-регрессивные циклы. В результате прогибания Азово-Кубанской впадины в ее пределах накопились мощные (150-

Ферганы (аналитик Н. Судакова)

Андалузит	Турмалин	Лейкоксен	Хлорит	Прочие редкие	Сфен
2	-	2	65		Знаки
-	-	1	32		
-	1,3	1,3	-	Барит, пирит	

200 м) толщи континентально-морских осадков. На фоне более или менее однородного тектонического режима развития Приазовья на его территории в связи с изменением климатических условий менялся режим влажности и стока, что нашло отражение в литогенезе.

Приазовье вступило в континентальный период в конце плейстоцена в условиях теплого и влажного климата, при котором на междуречьях формировались красноцветные коры выветривания, сильно обогащенные железом и поэтому приобретшие бурую окраску, и коррелятивные им субкавальные отложения. В благоприятных условиях климата на дне бассейнов образовывались осадочные железные руды. Цементирующее вещество осадков было преимущественно каолиновым, что характеризовало условия повышенной влажности.

Резкое изменение условий литогенеза наступило в самом начале плейстоцена и ознаменовалось формированием субэразальных покровных образований лёссовидного облика, которые можно считать зональными корами выветривания засушливых областей Земли. В благоприятных условиях формировались черноземовидные почвы. Изменение литогенеза, очевидно, было обусловлено медленными поднятиями, в которые в начале геократического века было вовлечено Приазовье. Вследствие дифференцированного характера движений во времени и пространстве условия литогенеза стали многообразными. Ведущими процессами осадконакопления были речные и склоновые, отличающиеся пестротой состава своих фаций. Для всех плейстоценовых осадочных образований была характерна ритмичность, обусловленная не столько тектоническими движениями, сколько колебаниями климата, который приобрел от места к месту меняющийся и контрастный во времени характер.

Ритмика осадконакопления отражала периодические смены холодного и теплого климата как в самом Приазовье, так и в лежащих севернее районах - в области питания главной реки территории - Дона. У последнего формировались серии террас, причем появление их связано было как с общим поднятием территории, так и с колебаниями уровня моря водоприемного бассейна - Азовского моря. В ходе повышения уровня моря, обусловленного поступлениями большого количества воды по Дону с севера, формировались отложения, отмеченные признаками проявления более холодного и менее влажного

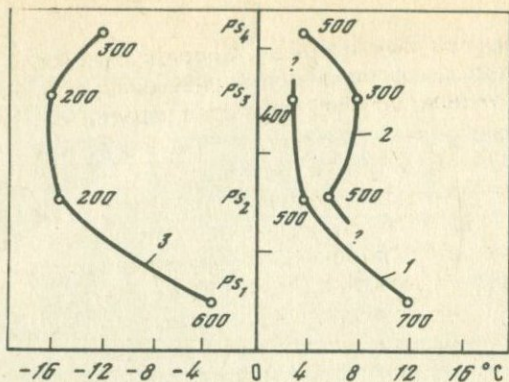


Рис. 15. Изменение температуры и количества осадков в течение плейстоцена

1 - Приазовье; 2 - Иссык-Куль; 3 - Алдан, цифры на кривых - количество осадков (в мм/год)

климата. При понижении уровня формировались почвы, характерные для более теплого и влажного климата. Цементирующее вещество осадков плейстоценового возраста было преимущественно монтимориллонит-гидрослюдистого состава, характерного для степных переменновлажных субаэральных условий.

Следует особо подчеркнуть, что изменение климата в плейстоцене привело к смене растительного покрова. Постепенно вымерли экзотические субтропические виды. Изменилась и плиоценовая гиппарионовая фауна; так, среди мелких млекопитающих доминирующее положение заняли полевки, среди крупных - слоны, лошади, быки и олени.

На фоне изменений климата от субтропического к умеренному происходили постоянные его ритмические колебания. Палеогеографический анализ позволяет фиксировать по крайней мере по три ритма в раннем, среднем и позднем плейстоцене. В раннем плейстоцене проявилось и первое сильное похолодание климата, вызвавшее исчезновение части теплолюбивых форм. В среднем плейстоцене первые два разделенных похолоданием теплых ритма отвечали наименее континентальному климату. В Приазовье облесенность достигла максимума, растительность характеризовалась чрезвычайным богатством видов, таких, как тисс, тсуга, ель оморикоидная, лапина, орех, падуб, каштан и др. В среднем же плейстоцене происходит инверсия магнитного поля Земли, в это время резко усиливается континентальность, начинается похолодание, в результате которого полностью исчезают все теплолюбивые формы, резко сокращается облесенность. Особенно холодным был конец среднеплейстоценового времени. Уровень Азовского моря в этот наиболее холодный этап поднялся выше современного. В позднем плейстоцене одно из похолоданий было настолько глубоким, что температуры падали на 5-6° ниже современных среднегодовых, а уровень Азовского моря стоял так высоко, что море получило связь

с Мировым океаном и было спущено. Современный климат характеризуется потеплением, обусловившим интенсивное почвообразование черноземовидного типа, уровень моря стал падать.

Как видно из обзора материала, в Приазовье, как и в Поволжье, эволюция климата, несмотря на региональную специфику, была более или менее аналогична. Относительно теплые ранний и поздний этапы были разделены наиболее холодным среднеплейстоценовым похолоданием, ознаменовавшимся инверсией магнитного поля Земли.

Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Геолого-структурные особенности территории, занятой оз. Иссык-Куль, определились еще в плиоцене, когда впадина обособилась в виде двух котловин — Кочкорской и Текесской. В этот отрезок времени формировалась джуукинская свита, представленная толщей мощностью до 2000 м, сформированной переслаивающимися конгломератами, песчаниками, глинами, мергелями и известняками, местами загипсованными, палево-серого цвета. Все это по генезису — озерные осадки плиоценового времени. Залегающая выше плиоцен-плейстоценовая шарпылдакская свита представлена галечниками, песчаниками и конгломератами. Отложения свидетельствуют о поднятии территории, которое продолжается и ныне (средняя скорость поднятий составляла от 0,5 до 5 мм в год). История озера интерпретируется по аккумулятивным образованиям на его берегах. Здесь прослеживаются три террасовых уровня: голоценовый (1620 м), позднеплейстоценовый (1640 м), среднеплейстоценовый (1660 м и выше), локальные останцы раннеплейстоценовой террасы отмечаются в Боомской котловине (1690–1700 м). Среднеплейстоценовая терраса датируется стоянками человека (мустьерская культура); позднеплейстоценовая имеет абсолютную датировку 26 340±540 лет, возраст голоценовой террасы определен по археологическим данным и в абсолютной хронологии (1190±160 лет, т.е. VII–X вв.).

Палеогеография позднего плиоцена и плейстоцена Иссык-Кульской впадины такова.

1. Климатические условия времени накопления джуукинской свиты (поздний плиоцен) были засушливы, о чем свидетельствуют повышенная карбонатность отложений, хорошая сохранность неустойчивых к выветриванию компонентов, преимущественно монтмориллонитовый состав глинистого цемента. Присутствие аутигенного пирита дает некоторые основания говорить о том, что сухость климата была меньше современной. Берега озера были заняты степью, тогда как горы покрывались хвойными лесами из ели и сосны с примесью пихты и березы. Леса занимали более обширные площади, чем ныне. Среди древесных были такие представители широколиственных, как вяз, дуб, липа, сумах, в поймах рек встречался болотный кипарис. Все эти факты позволяют оценить среднюю годовую температуру в бассейне оз. Иссык-Куль (лес и степь) в 12°C, среднегодовое количество осадков — в 750 мм.

2. Климатические условия накопления шарпылдакской свиты (поздний плиоцен — ранний плейстоцен) отличались большей сухостью,

чем в предшествующую эпоху. Характер цемента осадочных образований меняется с монтмориллонитового на монтмориллонит-гидро-слюдистый, аутигенное минералообразование резко сокращается. В отложениях широко развиты стяжения и горизонты новообразованных гипса, кальцита и барита — свидетелей сухости. Такие изменения климата привели к сокращению лесов и изменению их состава до елово-березовых ассоциаций с примесью сосны. Степи при этом сохранились, но трансформировались в пустынно-степные ландшафты. Предполагается, что в бассейне Иссык-Куля среднегодовая температура составляла 8°С. При среднем количестве осадков 560–600 мм/год. Рост гор и похолодание в них привели к появлению ледников.

3. Средний плейстоцен ознаменовался общим увлажнением климата, начавшимся еще в конце раннего плейстоцена. В этих условиях продолжался рост горного оледенения. Однако озеро трансгрессировало, что было обусловлено повышением общей увлажненности территории, похолоданием и уменьшением испарения. Уровень озера достигал в это время максимальной отметки, площадь возросла примерно до 8000 км². К концу среднего плейстоцена пльвиальная эпоха сменилась более аридной, для которой весьма характерной стала ритмичность климата.

4. В позднем плейстоцене аридизация и ритмичность климата нарастают. Площадь лесов сокращается, в отложениях увеличивается содержание карбонатов. Площадь оледенения по мере поднятия Тянь-Шаня растет. Ритмичность климата приводит к колебаниям уровня озера.

5. Голоценовое время началось крупной регрессией озера; широкое распространение на его берегах приобрели золотые процессы. Низкое стояние озера привело к формированию обвалованного р. Чу водораздела между ней и озером. В дальнейшем уровень озера под влиянием колебаний климата постоянно менялся, при подъемах иногда возникал даже речной сток из озера. Позже, в суббореальный период, произошла наиболее крупная голоценовая трансгрессия озера, последняя значительная трансгрессия по археологическим данным наступила в XII–XIII вв. XIV–XVI вв. были временем низкого стояния озера (ниже современного), а XVIII–XIX вв. характеризовались его проточностью.

Как видно, и в бассейне Иссык-Куля, т.е. в полупустынной зоне, наиболее холодным и влажным был средний плейстоцен, тогда как поздний плейстоцен и голоцен, а особенно ранний плейстоцен отличались климатическим зональным оптимумом. Разумеется, крупная ритмичность не заслоняла собой более мелкую, фиксированную, например, в уровнях стояния озера при сохранении других компонентов ландшафта в основном стабильными.

Разрез новейших отложений Мамонтова гора (низовья р. Алдан). Тектоническая история долины р. Алдан отличалась резким поднятием на границе плиоцена и плейстоцена, что и определило врезание реки в первичную озерно-аллювиальную равнину, продолжающееся до сих пор. Судя по обобщенной климатической кривой, плиоцен-раннеплейс-

тоценовый этап истории бассейна Алдана отличался влажным и жарким климатом, среднегодовая температура была $+12^{\circ}\text{C}$, а количество осадков достигало 1500 мм/год. Озерно-речной ландшафт низкой равнины разнообразился лишь невысокими междуречьями, на которых были широко развиты красноцветные коры выветривания. К середине раннего плейстоцена охватившие территорию еще раньше поднятия привели к трансформации климата, он стал умеренным континентальным со среднегодовыми температурами около -3°C ($-2,5^{\circ}\text{C}$ - Ярославское Поволжье ныне) и осадками 600 мм/год. Река начала интенсивно врезаться в поверхность древней (V) 80-метровой озерной террасы и формировать 50-метровую террасу, сложенную значительно более крупным и грубым, чисто аллювиальным материалом. Среднеплейстоценовые этапы террасообразования (IV и III террасы) ознаменовались дальнейшим похолоданием: среднегодовые температуры упали вначале до -8°C , а затем до -15°C , количество среднегодовых осадков уменьшилось с 300-500 до 100-200 мм.

Среднеплейстоценовое похолодание привело к установлению в бассейне Алдана весьма резко континентального климата и широкому развитию подземного оледенения. Эпоха холода продолжалась и в верхний плейстоцен: среднегодовая температура держалась на уровне от -10 до -16°C , а среднегодовое количество осадков - от 300-400 до 100-200 мм. Некоторое потепление наметилось лишь в голоцене. Верхнеплейстоценовый и голоценовый этапы оставили после себя II, I и высокопойменную террасы.

Разрез новейших отложений Алтая. Геократический период Горного Алтая ознаменовался активными тектоническими поднятиями, в результате которых сформировалась система высокогорных и среднегорных хребтов, дифференцировалась вертикальная поясность. Лишь в межгорных котловинах, разделяющих хребты, сохранились реликты сухих степей, унаследованных от более ранней истории. Активный орогенез продолжался и в плейстоцене. В ходе поднятий территории постепенно менялся климат, он становился все более холодным и в конечном счете привел к оледенению. К среднему плейстоцену высота хребтов достигла 3500-4000 м, снеговая линия на 500-700 м опускалась ниже современной. В конце среднего плейстоцена в Горном Алтае произошла существенная деградация ледников и начали господствовать аридные ландшафты, характеризующиеся активным лесообразованием. На освободившихся от ледников поверхностях гор и на склонах укореняются леса, включая широколиственные (дуб, липа), в котловинах господствуют степные ландшафты. В последующие этапы плейстоцена ледниковые условия неоднократно возобновлялись, однако никогда уже они не достигали размеров среднеплейстоценовых. К концу плейстоцена и в голоцене климат постепенно приближался к современному континентальному - засушливому на равнинах и влажному в горах.

Восстановленные на основе сопряженно-комплексного метода условия четвертичного осадконакопления в долине р. Зеи [Грошен-

кова и др., 1960] свидетельствуют о том, что древний этап ее истории (V и IV террасы) характеризовался влажным теплым климатом, унаследованным из плиоцена. Средний этап (III и II террасы) ознаменовался весьма существенным похолоданием, сопровождавшимся резким уменьшением стока. Аллювий этих террас имеет мелкогалечно-песчаный состав и мощность значительно ниже нормы, что свидетельствует о весьма низкой по сравнению с более древними и молодыми эпохами террасообразования водности потока. Сходный материал получен по эволюции климата в Забайкалье, в бассейне р. Нерчи [Зорин и др., 1961]. Следует напомнить, что эта внутриконтинентальная область на протяжении плейстоцена развивалась под влиянием климата, более стабильного, нежели климат рассмотренных выше бассейнов. Однако и здесь эпоха формирования II террасы по всем признакам была наиболее холодной. Иными словами, и в бассейне Нерчи по данным сопряженно-комплексного анализа в среднем плейстоцене прослеживаются колебания климата в сторону весьма глубокого похолодания.

Однако и это еще не все. Сводка Дж. Ричмонда [1974] по стратиграфии четвертичных отложений Альп и Скалистых гор показывает, что, несмотря на крупные различия между этими регионами — в Альпах выпадает атмосферных осадков в два-три раза больше, а влажность намного выше, чем в Скалистых горах, где интенсивнее испарение и таяние ледников, — миндельское оледенение аналогично оледенению сакагаве-ридж. Оба они отвечают максимальному развитию ледников, происходившему в среднем плейстоцене. Судя по возрасту пемзы (180 тыс. лет), залегающей под озерными послеледниковыми осадками, оледенение это происходило никак не позднее 200 тыс. лет назад.

Если учесть, что средний плейстоцен — это эпоха, удаленная от наших дней почти на 300 тыс. лет, а перед нею не фиксируется столь глубокого похолодания, можно ожидать, что пришествие в будущем следующей большой волны холода произойдет еще очень и очень не скоро. Ведь после пика холода на Земле прослеживается постепенное потепление, изредка сменяемое кратковременными похолоданиями, такими, как валдайское или малая ледниковая эпоха. Поэтому, несмотря на неизбежность многократного возврата холода в виде мелких ритмических колебаний с весьма неправильным периодом и разной глубиной проявления, вообще говоря, пульсационных, следует ориентироваться скорее на повсеместное улучшение климата, на его выравнивание в географическом пространстве, т.е. на упрощение системы зональности.

Все это означает, что при правильной зональной опеке ландшафтов, осуществляемой обществом, вредные последствия природных колебаний с течением времени станут уменьшаться, потребуют определенной стандартизации методы борьбы с эрозией почв, что само по себе способно снизить эффект ее проявления. Тем не менее любая интенсификация производственного процесса влечет за собой необходимость создания более эффективных мер по охране места обитания.

Однако анализ показывает, что имеется тенденция к уменьшению доли природы во "вредной" ритмике климатических колебаний.

Такой подход, с нашей точки зрения, ориентирует прежде всего на выявление и блокирование региональных и местных очагов эрозии, которые могут быть установлены путем повторных аэрофотосъемок. Дальнейшая хозяйственная деятельность должна быть направлена на планирование приемов задержания ветропесчаного потока до высоты не более 50 см от поверхности. Здесь, видимо, необходимы применение безотвальной обработки земли, оставление стерни и пожнивных остатков, наконец, мульчирование. Перехват развитого ветропесчаного потока может осуществляться продуваемыми однорядовыми лесополосами или ярусами межполевых посадок подсолнуха, житняка, конопли, тимофеевки и других зонированных злаков или многолетних растений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Взаимодействие природных вод с подстилающей поверхностью и вмещающими потоки породами проявляется в гидрофизических процессах различного типа. Специфика этих типов связана с разнообразием форм движения и существования воды на Земле. В одних случаях — это фазовые переходы воды и водяного пара, дающие начало ледникам, мерзлоте, ветру, в других — действие менисковых сил и колебаний капиллярной каймы в толще новейших отложений, вызывающие процессы гипергенезиса. Все эти процессы перерабатывают исходные геологические образования.

Практически все рассмотренные процессы (ледниковые, мерзлотные, эоловые, элювиальные) проявляются зонально, усиливаясь или ослабляясь в определенных условиях. Все они обладают инерционной способностью, т.е. свойством сохранять некоторое время унаследованное течение даже при иссякании условий зарождения и постепенно затухать, не проявляя видимой связи с причинными факторами — климатом и тектоникой.

Велика роль рассмотренных процессов в народнохозяйственной деятельности. Поэтому их изучение весьма перспективно для предотвращения грозных природных явлений, таких, как катастрофические подвижки льда, пучение, дефляция и пыльные бури. Гипергенез — начальное выветривание новейших рыхлых отложений — способствует перестроению этих толщ и либо обогащению определенными компонентами, либо, наоборот, обеднению.

Все признаки гидрофизических процессов, описанные в работе, базируются на натурных наблюдениях или экспериментах, проведенных на современном уровне. Кроме того, они проконтролированы признаками породо- и рельефообразования, отражающимися в минераломеханической дифференциации вещества. Следует особо подчеркнуть, что в работе не рассматривается проблема, связанная с действием на гидрофизические процессы факторов, внешних по отношению к Земле, таких, как вращение Земли, приливно-отливные силы, солнечное и космическое излучение и т.д. Исходя из стиля исследования, этого и не требуется, так как фактический материал обобщается на основе известных физических законов.

Ледники возникают при одном неперменном условии: количество твердых осадков в данном месте должно быть больше того их количества, которое растаивает или испаряется. Подобные условия имеются в высоких широтах или на большой высоте (в горах). Закономер-

ность движения ледников пока не осознана до конца, так как ледовые массы в условиях разного температурного поля и поля давления внутри этих масс обладают различной способностью скользить по плоскостям, образованным кристаллами льда. Кроме того, скольжение масс по плоскостям трансляции всегда осложнено течением.

Ледниковым отложениям свойствен гетерогенный ряд первоначальных накоплений, а именно склоновых, выветривания, водных, эоловых. Это не дает возможности строго диагностировать ледниковые наносы, а, наоборот, создает предпосылки для отнесения гляциальных образований к смешанным по происхождению исходного материала.

Мерзлота возникает при одном неперменном условии: сумма годовых температур должна быть менее 0°C . Поэтому мерзлота обнаруживается в высоких широтах или в горах. Закономерность движения воды к фронту промерзания более или менее осознана, она связана с разностью температур в толще, вмещающей воду и лед. В движение вовлекаются не только свободные, но и полусвязанные и связанные воды. Чем больше температурный градиент замерзающей толщи и движущихся вод, тем предпочтительнее условия для накопления мерзлоты. Поэтому "низкотемпературная" мерзлота обладает наибольшей инерционной способностью, зависящей от повышенной мощности и льдистости, тогда как "высокотемпературная" мерзлота отличается минимальными характеристиками этого рода. Деграляция мерзлоты возможна только при глобальном повышении температур, но процесс пойдет быстрее в тех условиях, где она менее мощная, менее льдистая и обладает меньшей инерционной способностью.

Мерзлотным процессам свойствен эффект раздробления исходной породы до состояния пыли (расклинивающее действие пленок воды и ледяных кристаллов). Однако этим процессам свойственно также слипание разнозаряженных коллоидных частиц, в результате чего также образуется пыль.

Наименее разработана проблема гидротермических воздействий на толщину грунтовых образований, недавно вышедших из-под влияния первородного фактора (волнения, течения и т.д.). Инфильтрующиеся воды и теплообмен в толще отложений вызывают перемещение тяжелых компонентов с образованием так называемых скользящих максимумов их, стремящихся занять самое низкое положение у постели толщ. Чем интенсивнее гидротермическое "встряхивание" толщ, тем сильнее миграция скользящих максимумов.

Гидротермические процессы осуществляют первоначальное перераспределение компонентов внутри грунтовых толщ, подготавливая их к метаморфизации. Все наземные нивелировки можно поставить под сомнение, если при этом не учтен эффект проявления гидротермических колебаний.

Эоловые процессы (дефляция и аккумуляция) возникают и действуют в условиях колебаний регионального и локального барического поля и разной насыщенности воздуха водяными парами. Особенно характерен эоловый процесс для сухих равнин пустыни. Ветропесчаный поток наиболее активен и дееспособен в 50-сантиметровом слое над

поверхностью земли. Возникновение ветропесчаного потока связано с градиентом давления в приземном и вышележащем слоях воздуха, а также с градиентом давления водяного пара (последнего всегда меньше с высотой). Разгон ветропесчаного потока обусловлен также вихреобразованием вследствие формирования песчаных волн, а кроме того, и соударением частиц, вызывающем скачки мелких зерен.

Эоловые образования делятся на две фации – пески и пыль. Пески формируются за счет переработки исходных образований, пыль – крайний дифференциат этой переработки – переносится на многие сотни и тысячи километров и накапливается в инородных условиях ветровой тени.

Гипергенные процессы в значительной мере климатообусловлены, что дает основания для сверхдолгосрочного прогноза их развития и влияния на окружающую человека среду.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Г.А. Ледники плоских вершин. — Труды Ин-та географии АН СССР, 1950, вып. 45, с. 15-44.
- Алексеев В.Р., Фурман М.Ш. Наледи и сток. Новосибирск: Наука, 1976. 117 с.
- Алисов Б.П. Климат СССР. М.: Высшая школа, 1969. 104 с.
- Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966. 138 с.
- Астахов В.И., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Тарноградский В.Д. Развитие теории покровного оледенения СССР. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 2, с. 113-121.
- Бадд У.Ф. Динамика масс льда. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 235 с.
- Баранов И.Я. Географическое распространение сезоннопромерзающих почв и многолетнемерзлых пород. — В кн.: Основы геокриологии (мерзлотоведения). М.: Изд-во АН СССР, 1959, ч. 1, с. 193-218.
- Баранов И.Я. Криометаморфизм горных пород и его значение для палеогеографии четвертичного периода. — В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 6-36.
- Баулин В.В. Следы существования многолетнемерзлых пород в верхнечетвертичную эпоху в районе пос. Лабитнанги. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960, с. 201-205.
- Баулин В.В., Шмелев Л.М. О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения р. Оби. — В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 66-82.
- Баулин В.В., Шмелев Л.М., Соломатин В.И. О следах древних мерзлотных процессов в среднечетвертичных отложениях нижнего течения р. Оби. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960, с. 206-219.
- Белевцев Я.Н., Фоменко В.Ю., Кучер В.Н., Кузнецов С.В. Мобилизация металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами (по экспериментальным данным). — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 3, с. 42-51.
- Берлянд М.Е. Теория изменения ветра с высотой. — Труды науч.-исслед. учреждений ГУГМС. Сер. I, 1947, вып. 25, с. 14-67.
- Бискэ Г.С. Морены Карелии. — Труды Карел. фил. АН СССР, 1959, вып. 11, с. 83-101.
- Бискэ Г.С., Лак Г.П. Менгледниковые отложения Карелии. — Труды Карел. фил. АН СССР, 1959, вып. 11, с. 102-129.
- Бондарев Л.Г. Ледники и тектоника. Л.: Наука, 1975. 132 с.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с.
- Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
- Будыко М.И. Прошлое и будущее биосферы. — Вестн. МГУ. География, 1977, № 6, с. 12-22.

- Буз А.И. Изменение скорости ветра в нижнем слое атмосферы. — Науч. сообщ., Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, 1975, т. 5, с. 31-39.
- Валаяев Б.М. Роль разломов в нефтегазоаккумуляции. — В кн.: Разломы земной коры: Тез. докл. М.: ГИН, 1976, с. 43-46.
- Вебер В.В., Дикенштейн Г.Х., Еременко Н.А. и др. Развитие теоретических представлений И.М. Губкина в области происхождения нефти и формирования нефтяных месторождений. — Труды ВНИГНИ, 1964, вып. 40, с. 5-29.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Ледниковая теория и палеофаунология. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 2, с. 122-129.
- Вигдорчик М.Е., Плешивцева Э.С., Черемисинова Е.А. Морские межледниковые отложения в Приильменской низине. — ДАН СССР, 1961, т. 141, № 5, с. 1167-1170.
- Витинский Ю.И., Оль А.И., Сазонов Б.И. Солнце и атмосфера Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 351 с.
- Волков И.А. Некоторые особенности современных эоловых процессов. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1964, вып. 24, с. 26-49.
- Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Ледообразование в горных породах. М.: Наука, 1970. 279 с.
- Гаель А.Г. О роли растений в почвообразовании в пустыне Каракум, о песчаных почвах и их плодородии. — Изв. гос. Геогр. об-ва, 1939, т. 71, вып. 8, с. 1105-1128.
- Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. Ветровая эрозия легких почв каштаново-черноземной зоны СССР. — Вестн. МГУ. Биология, 1960, № 2, с. 51-62.
- Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. "Извечно" развеваемые пески в Донских степях. — Геоморфология, 1978, № 1, с. 36-45.
- Гасанов Ш. Криолитогенез — физико-географический вариант осадочного процесса. — В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 23-37.
- Гасанов Ш. Главнейшие особенности литогенеза в криогенной зоне (криолитогенез): Автореф. докт. дис. М., 1978. 42 с. В надзаг.: МГУ.
- Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. Л.: Наука, 1969. 256 с.
- Герасимов И. П. Дерново-подзолистые и серые лесные почвы приенисейской части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 149-169.
- Герасимов И.П. Современные пережитки позднеледниковых явлений вблизи самой холодной области мира. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1952, № 5, с. 16-22.
- Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 462 с.
- Герасимов И.П., Шукевич М.М. Петрографический состав некоторых типов почвообразующих наносов СССР. — В кн.: Проблемы советского почвоведения, 1939, сб. 8, с. 107-126.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гильше А. Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли: Современные представления, теории, методы исследования. М.: Мир, 1974, с. 186-221.
- Глазовская М.А. Эоловые отложения на ледниках Тянь-Шаня. — Природа, 1954, № 2, с. 90-92.
- Голубев Г.Н., Котляков В.М. Ледниковые ландшафты умеренных и субполярных широт и их пространственная изменчивость. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 6, с. 480-485.

- Горещкий Г.И. Ложбины ледникового выпахивания и размыва в их связи с ледниковыми краевыми образованиями. - В кн.: Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972, с. 19-39.
- Граве Н.А., Баулин В.В. Региональные закономерности развития мерзлых толщ в СССР. - В кн.: Проблемы мерзлотоведения, Якутск: Якут. кн. изд-во, 1975, вып. 8, с. 46-56.
- Грибанов Л.Н. К познанию природы черных бурь в Кулундинской степи Алтайского края. - Почвоведение, 1954, № 10, с. 35-45.
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники морей и их роль в гляциальном морфолитогенезе. - В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника. Обсуждения. М., 1974, вып. 23, с. 68-77.
- Грошенкова Н.Г., Зорин Л.В., Малаева Е.М. К вопросу об осадконакоплении в долине р. Зеи в четвертичное время. - Сов. геол., 1960, № 2, с. 39-47.
- Гуртовая Е.Е. Некоторые особенности процессов промерзания и оттаивания почвы в горных условиях. - В кн.: География снежного покрова. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 113-119.
- Джекобс Дж. А., Рассел Р.А., Уилсон Дж. Т. Физика и геология. М.: Мир, 1964, с. 482.
- Димо В.Н. Физические свойства и элементы теплового режима мерзлотных лугово-лесных почв. - В кн.: Мерзлотные почвы и их режим. М.: Наука, 1964, с. 100-158.
- Достовалов Б.М., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967, с. 403.
- Еланская В.А. Об изменении плотностей пород в пределах локальных структур. - Труды / Куйбышев. науч.-исслед. ин-т нефт. пром-ти, 1962, вып. 12, с. 189-192.
- Ерохина А.А., Розов Н.Н. К характеристике черноземов и лугово-черноземных почв Западно-Сибирской низменности. - В кн.: О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 170-192.
- Ершов Э.Д., Чеверев В.Г., Климов В.И. Миграция влаги в естественном гравитационном и температурном поле. - В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 13, с. 191-194.
- Забиров Р.Д. Оледенение Памира. М.: Географгиз, 1955. 372 с.
- Заморуев В.В. О роли ледниковой аккумуляции в формировании рельефа Малая-Сиенской впадины (Северо-Восток СССР). - Геоморфология, 1977, № 1, с. 60-67.
- Звонков В.В. Водная и ветровая эрозия земли. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 175 с.
- Знаменская О.М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. - ДАН СССР, 1959, т. 129, № 2, с. 401-404.
- Знаменский А.И. О механизме образования некоторых форм эолового рельефа песчаных пустынь и защита сооружений от песков. - Изв. Туркм. фил. АН СССР, 1950, № 1, с. 49-57.
- Знаменский А.И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов. - В кн.: Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала. Ашхабад: АН ТССР, 1958, вып. 3. 131 с.
- Зорин Л.В. Формирование дельты Селенги и образование залива Провал. - Учен. зап. МГУ. Геоморфология, 1956, вып. 182, с. 193-196.
- Зорин Л.В. О палеогеографическом значении мерзлых слоев. - Науч. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки, 1959, № 2, с. 212-215.
- Зорин Л.В. К вопросу о формировании и принципиальном отличии террасовых

- и русловых россыпей. — В кн.: География и хозяйство. М.: Изд-во МГУ, 1961, сб. 9, 21–26 с.
- Зорин Л.В. Колебания климата и проблема метакронности на основе вещественного состава и мощностей аллювия рек. — Изв. ВГО, 1970, т. 102, вып. 1, 50–60 с.
- Зорин Л.В. Роль гидродинамических процессов в рельефообразовании и осадконакоплении. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Зорин Л.В., Малаева Е.М., Судакова Н.Г. К палеогеографии четвертичного времени Восточного Забайкалья. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР (к VI конгрессу ИНКВА). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 174–188 с.
- Зорин Л.В., Шлейников В.А. Об одном способе интерпретации данных гранулометрического анализа в целях палеогеографических реконструкций. — В кн.: Количественные методы в географии. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 44–45.
- Зубаков В.А. К столетию ледниковой теории — обзор ее современного состояния. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 1, с. 11–20.
- Зубаков В.А., Бадинова В.П., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Плейстоцен: Каспийская область. — В кн.: Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, т. 3, 359 с.
- Иванов Н.Н. Пояса континентальности земного шара. — Изв. ВГО, 1959, т. 91, вып. 5, с. 410–423.
- Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 263 с.
- Казанский А.Б. Результаты обследования области питания ледника Медвежьего. — Геофиз. бкл., 1964, № 15, с. 52–60.
- Казанский А.Б. Теория фильтрационной диффузии и приложение ее к задачам гидрологии и гидрогеологии. М.: Наука, 1973. 136 с.
- Калиткина Н.А. Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенопирите. — Вестн. МГУ. Геология, 1971, № 5, с. 107–109.
- Кальянов К.С. Динамика процессов ветровой эрозии почв. М.: Наука, 1976. 155 с.
- Каплина Т.Н. Следы многолетнемерзлых пород в верхнечетвертичных отложениях долины Северной Двины. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1968, вып. 8, с. 234–247.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. К проблеме образования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально мерзлых морен. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, № 4, с. 314–319.
- Катасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений. — В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 37–44.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Киселев И.И. О распространении коры выветривания в западной части Кольского полуострова и ее палеогеографическое значение. — Изв. ВГО, 1975, т. 107, № 4, с. 324–330.
- Колосов Д.М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М.: Главсевморпуть, 1947. 175 с.
- Кондратьев К.Я. Новое в теории климата. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 64 с.
- Кондратьева К.А., Труш Н.И. К вопросу об определении глубин сезонного промерзания и оттаивания грунтов. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961а, вып. 2, с. 59–70.

- Кондратьева К.А., Труш Н.И. Некоторые данные обработки Салехардских стационарных площадок. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961 б, вып. 2, с. 71-79.
- Кортун И.Н. Реконструкция позднеледникового и голоценовых ледников в бассейне р. Баксан (Кавказ). — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника. Обсуждения. М., 1974, вып. 23, с. 55-67.
- Коссовская А.Г., Шутков В.Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-кайнозойских отложений Западного Верхоянья. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5, с. 135-168.
- Кошечкин Б.И. Перемещение береговой линии Баренцева и Белого морей в поздне-последледниковое время. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 4, с. 91-100.
- Крицюк Л.Н. Расчет температуры под снегом на площадке 1-й Игарской мерзлотной станции. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964, вып. 4, с. 315-326.
- Кудрявцев В.А. Значение мерзлотно-температурной зональности в образовании сингенетических мерзлых толщ со слоистой криогенной текстурой. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961а, вып. 1, с. 3-9.
- Кудрявцев В.А. О годовых колебаниях температур в горных породах. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961б, вып. 1, с. 10-17.
- Кудрявцев В.А. О потенциальном сезонном промерзании и протаивании горных пород. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1963, вып. 3, с. 10-17.
- Кудрявцев В.А. О глубине распространения годовых колебаний температур в многолетнемерзлых толщах. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1966а, вып. 6, с. 3-8.
- Кудрявцев В.А. Географические широтные и высотные зональности годовых теплооборотов горных пород. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1966б, вып. 6, с. 9-14.
- Кудрявцев В.А. Определение минимального криогенного возраста многолетнемерзлых толщ. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1968, вып. 8, с. 50-54.
- Кудрявцев В.А., Ершов Э.Д. Влагоперенос и льдообразование в мерзлых и промерзающих грунтах. — В кн.: Проблемы мерзлотоведения. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1975, вып. 8, с. 243-246.
- Кудрявцев В.А., Меламед В.Г. Влияние водозаполненной канавы на глубину сезонного промерзания грунтов. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964а, вып. 4, с. 51-55.
- Кудрявцев В.А., Меламед В.Г. О влиянии вспашки и разрыхления грунта на глубину промерзания. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1964б, вып. 4, с. 44-50.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
- Лаврова М.А., Гричук М.П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях. — ДАН СССР, 1960, т. 135, № 6, с. 1472-1475.
- Лангуэй Ч. Некоторые физические и химические исследования 411-метровой скважины в Гренландии и их значение для проблемы аккумуляции. — В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М.: Прогресс, 1964, с. 89-104.

- Ласточкин А.Н. Рельеф дна Каспского моря. — Геоморфология, 1977, № 2, с. 84–90.
- Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
- Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Кулакова Л.С. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976. 128 с.
- Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И. и др. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря. — В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 49–63.
- Ле Руа Ладюри. История климата с 1000 года. Л.: Гидрометеоздат, 1971. 280 с.
- Луис Г. К теории ледниковой эрозии в долинах — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М.: ИЛ, 1955, с. 181–194.
- Лукашев В.К. Некоторые данные о генезисе и литологии эоловых отложений Белорусского Полесья. — В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск: Изд-во АН БССР, 1961, с. 230–246.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И. Проблема изучения разломов экспериментальными методами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: ГИН, 1976, с. 46–47.
- Мавлянов Г.А. Материалы к характеристике эолового лёсса центральной и южной частей Средней Азии. — Зап. Уз. отд-ния ВМО, 1953, вып. 4, с. 32–42.
- Мазуров Г.П. Об образовании основной морены. — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1963, № 18, вып. 3, с. 169–172.
- Марков К.К. О сходстве холмисто-моренного и камового рельефа. — В кн.: Проблемы физической географии, 1941а, № 10, с. 105–106.
- Марков К.К. Эрозия ледников и рельеф гор. — В кн.: Проблемы физической географии, 1941б, № 10, с. 75–86.
- Марков К.К. О форме и происхождении морен в горах. — Учен. зап. МГУ. География, 1946, кн. 2, вып. 119, с. 75–89.
- Марков К.К. О современных изменениях Альпийских ледников. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1947, № 10, с. 81–84.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965. Т. 1 и 2. 806 с.
- Меламед В.Г. Исследование процесса тепло- и массообмена в промерзающих тонкодисперсных грунтах (с помощью автоматической задачи типа Стефана с учетом миграции влаги к фронту промерзания). — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1970, вып. 10, с. 3–14.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. Л.: Ред. техн.-теорет. лит., 1939. 208 с.
- Миллер Р.Д. К вопросу о движениях воды в мерзлых грунтах. — В кн.: Проблемы мерзлотоведения. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1975, вып. 8, с. 261–262.
- Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
- Морозов С.С., Сергеев Е.М., Фадеев П.И. Пески Каракумов. — Учен. зап. МГУ. Грунтоведение, 1956, вып. 177, с. 3–8.
- Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1958, вып. 12. 210 с.
- Мощанский В.А., Мулина А.А. Некоторые данные о состоянии верхней части многолетнемерзлой толщи в пределах Лено-Виллойского водораздела. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961, вып. 2, с. 115–128.

- Нагинский Н.А. Основы общей динамики четвертичных ледниковых покровов. — Учен. зап. Туркм. ун-та, 1957, вып. 11. 116 с.
- Нагинский Н.А. Общая динамика четвертичных ледниковых покровов и фации ледниковых образований. — В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск: Изд-во АН БССР, 1961, с. 50-63.
- Назаров Г.Н. Оледенения и геологическое развитие Земли. М.: Недра, 1971. 152 с.
- Най Дж. Распределение напряжений и скоростей в ледниках и ледниковых щитах. — В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М.: Прогресс, 1964, с. 13-33.
- Нерсесова З.А. Влияние обмена катионов на фазовый состав воды в мерзлых грунтах. — В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1957, с. 168-176.
- Никонов А.А. Об особенностях морены последнего оледенения в западной Лапландии. — Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1958, № 2, с. 62-74.
- Нифонтов Р.В. К вопросу о хемогенной золотоносности некоторых осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, т. 4, с. 40-44.
- Общее мерзлотоведение / Под ред. П.И. Мельникова, М.И. Толстихина. Новосибирск: Наука, 1974. 291 с.
- Павлов А.В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М.: Наука, 1965. 254 с.
- Павлов А.В. Сезонное промерзание и протаивание горных пород. — В кн.: Общее мерзлотоведение. Новосибирск: Наука, 1974, с. 44-80.
- Павлов И.Н. К стратиграфии ледниковых отложений верховьев р. Волги. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода (АН СССР), 1947, № 10, с. 5-16.
- Перконс В. К вопросу стратиграфии плейстоценовых отложений Латвийской ССР. — Науч. сообщ. / Ин-т геол. и геогр. АН ЛитССР, 1957, т. 4, с. 101-115.
- Петров М.П. Первичные пески эоловых пустынь Центральной Азии. — ДАН СССР, 1960, т. 130, № 5, с. 1106-1109.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Плетнев С.А. К вопросу о растворении золота в солях окиси железа. — Сов. геол., 1946, № 17, с. 86-88.
- Полтев Н.Ф. Гранулометрический и микроагрегатный состав грунтов слоя сезонного оттаивания и их плавучность. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1963, вып. 3, с. 289-306.
- Полтев Н.Ф. Изменения гранулометрического состава песчаных грунтов при воздействии на них растворов электролитов и процесса замерзания — оттаивания. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1966, вып. 6, с. 199-206.
- Полтев Н.Ф. Изменение микроагрегатного и гранулометрического состава глинистых грунтов в процессе их замерзания и оттаивания. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1968, вып. 8, с. 266-272.
- Поляков С.С. Состав и свойства моренных отложений Московской области. — Учен. зап. МГУ. Грунтоведение, 1956, вып. 177, с. 61-84.
- Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда. — В кн.: Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 5-25.
- Попов А.И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генети-

- ческие типы. - В кн.: Перигляциальные явления территорий СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960, с. 10-36.
- Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
- Попов А.И. Криолитогенез, состав и строение мерзлых пород и подземные льды (современное состояние проблемы). - В кн.: Проблемы криологии. М.: Изд-во МГУ, 1976, вып. 5, с. 7-22.
- Попов А.И., Катасонов Е.М. Генезис, состав и строение мерзлых толщ и подземные льды. - В кн.: Проблемы мерзлотоведения. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1975, вып. 8, с. 56-73.
- Прохорова Г.А. Влияние водной и золотой транспортировки на минералогический состав и форму зерен каракумских песков. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1950, вып. 47, с. 103-138.
- Пустовалов Л.В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. - Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5, с. 3-52.
- Работнов Ю.Н. Сопrotивление материалов. М.: Изд-во МГУ, 1950. 336 с.
- Разрез новейших отложений Алтая / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1978. 206 с.
- Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.
- Разрез отложений Мамонтова гора / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1973. 198 с.
- Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1976. 157 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины / Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.
- Раукас А.В. Литология разновозрастных морен ЭССР. - Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, т. 12, с. 3-21.
- Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1948, т. 40. 172 с.
- Ричмонд Дж. М. Сравнение стратиграфии четвертичных отложений Альп и Скалистых гор. - В кн.: Четвертичное оледенение Земли: Современные представления, теории, методы исследования. М.: Мир, 1974, с. 66-106.
- Руководство по изучению новейших отложений. М.: Изд-во МГУ, 1976. 310 с.
- Русанов Б.С. Гидрометрические движения земной поверхности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 226 с.
- Рухина Е.В. Литология моренных отложений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 142 с.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. докт. дис. М., 1977. 62 с. В надзаг.: МГУ.
- Рябченков А.С. О характере и природе морены Донского ледникового языка. - ДАН СССР, 1953, т. 92, № 3, с. 659-661.
- Рябченков А.С. Результаты сравнительного изучения минералогического состава четвертичных отложений западной части Русской равнины. - В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 185-192.
- Саваренский Ф.П. Инженерная геология. М.: ОНТИ, 1937, 422 с.
- Сайпл П. Климатические аспекты морозного пучения и родственных мерзлотных явлений в грунтах. - В кн.: Мерзлотные явления в грунтах. М.: ИЛ, 1955а, с. 21-31.

- Сайпл П. Закупорка пор льдом как главный фактор морозного пучения, оползания, солифлюкци. — В кн.: Мерзлотные явления в грунтах. М.: ИЛ, 19556, с. 213-218.
- Сандпазаров Х.Э. Вертикальная мощность слоев мглы при пыльных бурях в Средней Азии. — Изв. АН УзССР. Сер. физ.-мат. наук, 1961, № 4, с. 20-22.
- Сапрыкин Е.П., Василенок Г.П., Мездрич Б.М. Миграция элементов в искусственном термоградиентном поле (по данным эксперимента). — Геохимия, 1976, № 10, с. 1570-1575.
- Свиточ А.А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене. — В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 178-198.
- Семенов О.Е. Результаты экспериментальных исследований метеорологических параметров дефляции почв. — В кн.: Гидрометеорологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: КазНИГМИ, 1968, с. 134-143.
- Сергин С. Я. Температура поверхности земли в наиболее теплые и холодные эпохи позднечетвертичного времени. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 3, с. 37-48.
- Сердюченко Д.П., Добротворская Л.В. О некоторых минеральных новообразованиях в осадочных породах. — ДАН СССР. Нов сер., 1949, т. 69, № 3, с. 433-436.
- Сидоренко А.В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 3, с. 3-22.
- Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 158 с.
- Сидоренко А.В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений. — В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск: Изд-во АН БССР, 1961, с. 139-160.
- Сладкопевцев С.А. Развитие речных долин и неотектоника. М.: Недра, 1973. 182 с.
- Сладкопевцев С.А. Новейший этап развития речных долин. М.: Недра, 1977. 200 с.
- Соколова Л.Ф., Малясова Е.С., Вишневская Е.М., Лаврова М.А. Новая находка мгинских межледниковых отложений в центральной части Карельского перешейка. — Вестн. ЛГУ, 1972, № 12, с. 124-131.
- Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. 651 с.
- Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. 143 с.
- Судакова Н.Г. Особенности вторичной сортировки минералов в галечно-песчаных отложениях. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1967, № 1, с. 90-91.
- Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л.: Наука, 1976. 112 с.
- Таггарт А.В. Справочник по обогащению полезных ископаемых. Т. 3. Процессы обогащения и обезвоживания. М.: Metallurgizdat, 1952. — 991 с.
- Тарасов С.Д. О теориях переноса золота в россыпях. — Сов. золотая пром-сть, 1936, № 10, с. 70-71.
- Тейлор С.А., Кэри Дж. В. Анализ одновременных потоков воды и тепла или электричества с помощью термодинамики необратимых процессов. — В кн.: Термодинамика почвенной влаги. Л.: Гидрометеоздат, 1966, с. 361-371.

- Трегубов П.С., Васильев Г.И., Калинин А.С., Захарова Н.Н. Ветровая эрозия и обоснование мер борьбы с ней на Северном Кавказе. — Почвоведение, 1977, № 5, с. 123—133.
- Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 407 с.
- Трофимов И.И. Геологические и гидрогеологические условия сельскохозяйственных мелиораций на междуречье Хопра и Медведицы. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем, 1950, т. 9, с. 82—109.
- Трутнев А.Г. О двучленном строении верхних слоев моренных отложений. — Изв. Гос. геогр. об-ва, 1939, т. 71, вып. 7, с. 1020—1027.
- Тушинский Г.К. Лавины: Возникновение и защита от них. М.: Географгиз, 1949. 215 с.
- Тушинский Г.К. Эволюция снежной толщи. — Вопросы географии, 1951, № 24, с. 25—40.
- Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Географгиз, 1963. 311 с.
- Тютюнов И.А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М.: Изд-во АН СССР, 1960, 144 с.
- Тютюнов И.А. О природе формирования структурных связей в грунтах. — В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 11—55.
- Унтерштейнер Н. Динамика морского льда и ледников и их роль в изменениях климата. — В кн.: Физические основы теории климата и его моделирования. Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 210—227.
- Федорович Б.А. Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы. — Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, вып. 13, с. 91—109.
- Федорович Б.А. Происхождение и развитие песчаных толщ и пустынь Азии. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950, вып. 2, с. 221—233.
- Федорович Б.А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1960, вып. 24, с. 96—117.
- Ферсман А.Е. Геохимия. Л.: Госхимтехиздат, 1939. Т. IV. 355 с.
- Физические основы теории климата и его моделирования. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 271 с.
- Флон Г. История и интранзитивность климата. — В кн.: Физические основы теории климата и его моделирования. Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 114—125.
- Флорин В.А. Явление разжижения и способы уплотнения рыхлых водонасыщенных песчаных оснований. — Изв. АН СССР. Отд-ние техн. наук, 1952, № 6, с. 30—32.
- Фрейзе Ф. Перенос золота подземными органическими растворами. М., Л.: ГНТИ, 1933. 50 с.
- Ходьков А.Е., Валуконис Г.Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.
- Цытович Н.А., Нерсесова З.А., Боженова А.П. и др. О физических явлениях и процессах в промерзающих, мерзлых и оттаивающих грунтах. — В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1957, № 3, с. 7—116.
- Черемисинова Е.А. Палеогеография мгинского моря (на основе данных диатомового анализа). — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 2, с. 416—419.
- Черняховский А.Г. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания горных пород. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1964, вып. 10, с. 18—29.

- Чигир В.Г. О механизме воздействия снежников на их ложе. — Вестн. МГУ. Сер. V, 1962, вып. 1, с. 31–36.
- Шаманский Л.И. Геология россыпей. 2-е изд. М.; Л.: ГНТИ, 1931. 32 с.
- Шандер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Труды Ин-та геол. АН СССР, 1966, вып. 161. 239 с.
- Шарбатян А.А., Шумский П.А. К эволюции криосферы Земли. — В кн.: Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976, с. 143–161.
- Шварцбах М. Климаты прошлого: Введение в палеоклиматологию. М.: ИЛ, 1955. 284 с.
- Шварцев С.Л. О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлых пород. — В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 132–141.
- Швецов П.Ф. Происхождение и закономерности распределения подземных льдов. — Вестн. АН СССР, 1956, № 3, с. 66–69.
- Швецов П.Ф. Закономерности возникновения и развития многолетней криолитозоны. — В кн.: Основы геокриологии (мерзлотоведения). М.: Изд-во АН СССР, 1959, ч. I, с. 76–107.
- Шукевич М.М. Минералогический состав некоторых типов ледниковых отложений Европейской части СССР и его изменение в процессах переотложения и почвообразования. — Труды Почв. ин-та АН СССР, 1948, т. 28, с. 5–105.
- Шумм С. Палеогидрология четвертичного периода. — В кн.: Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968, т. I, с. 541–559.
- Шумский П.А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географгиз, 1947. 60 с.
- Шумский П.А. Основы структурного льдоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Шумский П.А. Кинематика стационарного ледника. — В кн.: Гляциологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 9, с. 19–40.
- Шумский П.А. Оледенение Антарктиды. — В кн.: Основные итоги изучения Антарктиды за последние 10 лет. М.: Наука, 1967, с. 27–75.
- Эльтерманн Г.Ю., Раукас А.В. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 1963, № 12, с. 23–37.
- Эмилиани К. Палеотемпература в плейстоцене. — В кн.: Четвертичное оледенение Земли: Современные представления, теории, методы исследования. М.: Мир, 1974, с. 28–39.
- Якубов Т.Ф. Некоторые данные о минералогическом составе песков Каспийской низменности в связи с вопросом их генезиса. — Почвоведение, 1940, № 6, с. 43–49.
- Якубов Т.Ф. Ветровая эрозия и борьба с нею. М.: Сельхозгиз, 1946. 80 с.
- Яркин И.Г. Методика и некоторые результаты отпрессовывания поровых растворов при отрицательных температурах. — В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 150–158.
- Carol H. The formation of Roches Moutonnes. — J. Glac., 1947, vol. 1, N 2, p. 57–59.
- Darcy H. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, 1856. 647 p.
- Demorest M. Glacier Flow. — J. Geol., 1938, vol. 156, p. 700–725.
- Demorest M. Ice sheets. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1943, vol. 54, p. 363–400.

- Haffeli R. Observations on the quasi-viscous behaviour of ice in a tunnel in the
tutt - Glacier. - J. Glac., 1952, vol. 2, N 12, p. 94-99.
- Nye J.F. The Mechanics of glacier flow. - J. Glac., 1952, vol. 2, N 12, p. 82-
93.
- Perrier R. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history;
methods for quantitative evaluation. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974,
N 3, p. 507-520.
- Perutz M.F. Report problems relating to the flow of glaciers. - J. Glac., 1947,
vol. 1, N 2, p. 47-51.
- Perutz M.F. Direct measurement of the velocity distribution in a vertical profile
through a glacier. - J. Glac., 1950, vol. 1, N 7, p. 382-383.
- Woldstedt P. Quartär. Stuttgart; Enke, 1969. 263 S.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ЛЕДНИКОВЫЕ НАЗЕМНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	5
Механизм движения ледников	7
Факторы осадконакопления	32
Рельефообразующая деятельность ледников	37
Литология ледниковых образований	41
Сопоставление налегающих друг на друга морен	53
ЛЕДОВО-МЕРЗЛОТНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	75
Предпосылки развития мерзлоты	77
Механизм льдообразования в мерзлотных условиях	85
Особенности осадкообразования в мерзлотных условиях	89
ГИПЕРГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	100
Механизм гипергенеза	101
Вторичная дифференциация вещества в неподвижном осадке	104
Уплотнение первичных пород	115
ЭОЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	125
Механизм эолового процесса	126
Признаки эоловых песчаных образований	133
Эоловая пыль и проблема лёссов	141
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	152
ЛИТЕРАТУРА	155

Лев Вячеславович З о р и н

**ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ,
ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ И РЕЛЬЕФ**

*Утверждено к печати
Институтом водных проблем
АН СССР*

Редактор *Т.С. Барина*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *Т.П. Поленова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 16306

Подписано к печати 04.10.79. Т — 13561
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Усл.печ.л. 10,5. Уч.-изд.л. 12,6
Тираж 750 экз. Тип. зак. 730
Цена 1р.90к.

Книга издана офсетным способом
Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Офсетное производство 3-й типографии
издательства "Наука",
Москва, К-45, ул. Жданова, д. 12/1

1 р. 50 к.

1 р. 90 к.

2966