

И. П. ГЕРАСИМОВ
К. К. МАРКОВ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ
ГЕОЛОГИЯ



УЧПЕДГИЗ · 1939

проф. И. П. ГЕРАСИМОВ и проф. К. К. МАРКОВ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

(ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА)

*Утверждено Всесоюзным комитетом по
делам высшей школы СНК СССР
в качестве пособия для
университетов и пединститутов*

ГОСУДАРСТВЕННОЕ УЧЕБНО-ПЕДАГОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НАРКОМПРОСА РСФСР
МОСКВА ~ 1939

Настоящая книга, излагающая основные события последнего четвертичного периода истории Земли, предназначается в качестве учебного пособия для студентов географических факультетов университетов и географических отделений педагогических институтов. Но наряду с этим она представляет интерес для начинающих исследователей и специалистов-географов.

ПРЕДИСЛОВИЕ.

Настоящая книга построена на материале курса «Четвертичной геологии», читавшегося авторами в Ленинградском Государственном университете и Ленинградском Горном институте. Курс читался преимущественно для географических специальностей. Географическое направление, с самого начала положенное в основу курса, получило дальнейшее развитие при составлении настоящей книги. Она представляет собой в этом смысле оригинальную работу. Несмотря на это, авторы надеются, что предлагаемая работа, представляющая последовательное изложение основных событий четвертичного периода, будет иметь интерес для студентов, для начинающих исследователей и специалистов-географов. В книге особенное внимание уделено освещению географических условий четвертичного периода. В этом отношении она отличается от имеющихся сводных (преимущественно заграничных) работ, трактующих те же вопросы в геологическом, в еще более специальном — стратиграфическом освещении.

В отличие от упомянутых только что сводок мы делаем попытку не только свести основные данные по четвертичному периоду для территории Советского Союза, но и осветить, — насколько нам известно, впервые, — основные теоретические вопросы истории четвертичного времени на материале, собранном на территории Советского Союза.

Книга посвящена рассмотрению проблем главным образом физической палеогеографии четвертичного периода. В ней не затрагиваются вопросы истории флоры, фауны и человека. Это сделано ввиду большой специфичности всех этих вопросов, не входящих в компетенцию авторов.

Книга представляет совместную работу, и основные положения ее разработаны сообща обоими авторами (см. ч. VI — «Заключение»), причем разделение труда выражалось в том, что К. К. М а р к о в ы м написаны части I, II (кроме главы 5) и III, а И. П. Г е р а с и м о в ы м — глава 5 части II и части IV и V.

Авторы выражают благодарность следующим лицам, предоставившим материалы своих исследований: Б. П. Асаткину, Г. А. Благоещенскому, А. Н. Гореву, В. А. Котлукову, И. М. Крашенинникову, М. А. Лавровой, Ю. А. Ливеровскому,

А. И. Яунпутинь, а также целому ряду лиц за предоставление фотографий.

СОКРАЩЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ.

- БМОИП — Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический.
- ИГО — Известия Государственного Географического общества, Известия Императорского Географического Общества.
- ИГК — Известия Геологического комитета.
- ТрГК — Труды Геологического комитета.
- ИВГРОБ — Известия Всесоюзного Геологоразведочного объединения.
- Тр. ГИН — Труды Геологического института Академии наук СССР.
- Тр. ГЕОМИН — Труды Геоморфологического института Академии наук СССР.
- Тр. КЧ — Труды Комиссии по изучению четвертичного периода Академии наук СССР.
- Тр. ВГРОБ — Труды Всесоюзного Геологоразведочного объединения.
- Тр. ГГРУ — Труды Главного Геологоразведочного управления.
- АН СССР — Академия наук Союза Советских Социалистических Республик.
- АИЧОЕ, АИЧПЕ — Ассоциация для изучения четвертичного периода Европы, четвертичного периода Европы.
- ЦНИГРИ — Центральный Научно-Исследовательский Геологоразведочный институт.
- СОПС — Совет производительных сил АН СССР.
- Z. f. Gl. — Zeitschrift für Gletscherkunde.
- КЕПС — Комиссия по изучению естественных производительных сил.

ВВЕДЕНИЕ.

Четвертичный период охватывает последний отрезок истории Земли. В большинстве случаев он рассматривается как часть кайнозойской эры. В последнее время все чаще слышатся голоса, указывающие на своеобразие четвертичного периода, которое настолько значительно, что дает все основания выделять его в самостоятельную эру.

В последние годы были разработаны приемы, позволившие определить абсолютную продолжительность четвертичного периода. Так как четвертичный период понимается различными исследователями неодинаково, то полученные оценки расходятся в пределах от 800 тыс. лет (Э б е р л) до 230 тыс. лет (Б е к), но в общем крайне незначительны с геологической точки зрения.

Четвертичный период характеризовался глубоким изменением всей физико-географической обстановки земной поверхности. Наиболее крупным событием было повторное появление больших ледниковых покровов. Площадь материковых льдов увеличилась в два с половиной раза против современной (16 млн. км²) и достигала 38 млн. км², то есть четвертой части площади всей суши.

ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.

Главнейшим документом, позволяющим восстановить основные черты четвертичного периода, являются четвертичные *отложения*.

1. *Континентальные отложения* занимают большую часть площади известных нам четвертичных отложений. Морские отложения покрывают, по сравнению с континентальными, сравнительно небольшие площади. Так, например, в СССР морские отложения занимают большие пространства только в Прикаспийской низменности, а на севере полосами по долинам больших рек — Онеги, Северной Двины, Мезени. Пространства же, покрытые континентальными отложениями, во много десятков раз больше.

В изучении более древних геологических периодов первенствующее значение имеют морские отложения, но континентальный характер четвертичных отложений представляет одну из главных особенностей, присущих четвертичным образованиям.

2. Отлагаясь на суше, в озерных водоемах, мелководной прибрежной части морей, четвертичные отложения не могут не обладать обычной чертой континентальных и мелководных морских отложений — *пестрым фаціальным составом*. Ледниковые, речные, озерные, делювиальные отложения сменяют друг друга даже на небольшом протяжении и могут быть выражены быстро меняющимися осадками различного литологического характера — глинами, песками, илами и т. д.

3. Четвертичный период характеризовался резкой сменой физико-географических условий во времени. Резче всего эти изменения сказались в смене ледниковых и межледниковых периодов. Они отразились в *резкой смене характера четвертичных отложений* (их литологии, органических остатков) *в вертикальном разрезе*.

4. Четвертичная толща имеет особенности, *связанные с молодостью* и непродолжительностью времени накопления. Четвертичные отложения — рыхлые, почти никогда *не метаморфизованные* (за отдельными исключениями, когда они образуют контакты с четвертичными лавами). Различная цементация их может служить признаком для выделения различных горизонтов четвертичной толщи (древние флювиогляциальные галечники). Распространение четвертичных отложений почти *повсеместное*. Только отдельные участки гор лишены совершенно рыхлого покрова этих отложений. Это обстоятельство служит одной из причин, почему на геологических картах четвертичные отложения не показываются. Иначе более древние («коренные») отложения были бы на картах не видны. На равнинах четвертичные отложения залегают в большинстве случаев *недислоцированно*, но в горах в последнее время обнаружено их участие в молодых тектонических движениях. *Мощность* четвертичной толщи *невелика* и не достигает величин, которыми часто характеризуют более древние отложения. Максимальные цифры: Северо-Германская низменность до 246 м, Череповецкий район Ленинградской области 140 м, Тихорецк на Северном Кавказе 346 м, долина р. Лех в Альпах 400 м, и т. д. Обычно же мощность четвертичных отложений не превышает десятков метров.

5. Аккумулятивный рельеф является внешним выражением изменения мощности четвертичных отложений. Так как размыв всякой толщи отложений начинается с ее верхних горизонтов, то прежде исчезают неровности рельефа, потом самая толща. Поэтому древние дочетвертичные отложения известны почти исключительно как геологические образования, а связанный с ними аккумулятивный рельеф почти никогда не сохранялся. Иначе обстоит дело с четвертичными отложениями. Молодость является причиной их сравнительно хорошей сохранности. Сохраняется и рельеф, образованный этими отложениями, почему одним из основных путей изучения четвертичного периода является геоморфологический метод. Формы ледникового рельефа, долин, прибрежные морские террасы позволяют восстановить размеры древнего оледенения и морских бассейнов, фазы речной эрозии, последовательность смены ледниковых периодов межледниковыми и т. д.

Нужно поэтому со всей резкостью подчеркнуть, что плодотворное изучение четвертичного периода требует от исследователя уме-

ния владеть геоморфологическим методом и солидного общего геоморфологического образования.

6. Палеонтологические остатки, заключенные в четвертичной толще, принадлежат к трем важнейшим группам. *Растительные остатки* имеют огромное значение в связи с тем, что самая толща преимущественно континентальная. В последние годы разработаны очень специальные и эффективные методы (пыльцевой и диатомовый), получившие широкое применение при изучении четвертичных отложений. Не меньшее значение (особенно для районов, не подвергавшихся покровному оледенению) имеют костные остатки фауны *млекопитающих* и сравнительно (с другими геологическими периодами) небольшое — фауна морских моллюсков. Резкая смена физико-географических условий обостряет борьбу за существование и способствует развитию новых форм. Это приводит к появлению и быстрой эволюции человека.

Таким образом, четвертичные отложения обладают целым рядом очень своеобразных свойств. Это делает понятным, почему изучение их требует специального внимания и рассматривается в самостоятельном курсе.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА.

Этого вопроса придется еще касаться по мере изучения отдельных областей Советского Союза. Здесь укажем только в общих чертах следующее: 1) В изучении четвертичного периода заинтересованы географические дисциплины: геоморфология, география почв, геоботаника. Главнейшие современные географические черты нашей страны образовались в четвертичное время, когда происходила бурная перестройка лика Земли. Если не ограничиваться регистрацией особенностей рельефа, почв, растительного покрова, но обращаться к истории их возникновения, мы неизбежно должны заняться изменениями, происходившими на поверхности Земли в четвертичное время. 2) Современные природные условия не являются неизменными, и за последние несколько десятков лет обнаружены такие сдвиги, как потепление в высоких и средних широтах, уменьшение ледовитости Северного Ледовитого океана, деградация мерзлоты, стремление к самозакреплению песчаных пустынь. Что представляют собой перечисленные процессы — кратковременные или длительные явления? Этот вопрос имеет большой теоретический и прикладной интерес. Решение его затруднено краткостью срока наблюдения этих изменений. Здесь большую помощь может оказать изучение истории перечисленных явлений в более отдаленном прошлом — в четвертичное время. Такая — расширенная — историческая перспектива позволяет лучше ориентироваться в настоящем и строить прогнозы на будущее, столь необходимые в большом и плановом социалистическом хозяйстве. 3) Четвертичные отложения как самые молодые и поверхностные служат непосредственной основой для хозяйственной деятельности человеческого общества. В них закладываются фундаменты фабрично-заводских корпусов, они являются основанием для железнодорожных путей, источников неглубоких горизонтов грунтовых и артезианских вод, питающих

многие города, совхозы и колхозы, и источником наиболее распространенных материалов жилищного, заводского и дорожного строительства — кирпичных глин, балласта и т. д.

ТЕРМИНОЛОГИЯ.

Четвертичный период — название, которым чаще всего пользуются для обозначения последнего отрезка геологической истории Земли. Однако мало кто в настоящее время продолжает ассоциировать с этим названием прежнее представление о *четвертой* основной фазе эволюции земного лика. Поэтому правильны указания на устарелость самого названия (*Жирмунский*). Мы пользуемся в настоящей книге этим названием только как наиболее употребительным.

Еще менее удовлетворительно название *последретичный*. В нем чувствуется отзвук того времени, когда четвертичные отложения рассматривали как «нанос», лежащий на коренных породах и даже не заслуживающий собственного наименования.

По тому же признаку построено название *постплиоцен* («последплиоцена»). В англо-американской научной литературе пользуются термином *плейстоцен* (в переводе с греческого «самый новейший»). Германские исследователи до сих пор часто употребляют совершенно архаическое название *диловий*. Корень его латинский и в переводе означает «мировой потоп». Происхождение названия нисходит к первой половине прошлого века, когда и в ученых кругах были еще распространены религиозные представления о сотворении мира и четвертичные «наносы» считались продуктом отложения всемирного потопа.

Наиболее яркими событиями четвертичного времени были древнее оледенение и появление человека. Совершенно правы исследователи, пытающиеся отразить эти события в самых названиях. Английский геолог *Гейки* (*Geikie*) еще в конце прошлого столетия предложил наименование «*великое оледенение*» (*the great ice age*), под которым он понимал совокупность отдельных ледниковых и межледниковых периодов. Этим же путем идут современные германские исследователи — *Вольдштедт* (*Woldstedt*) и *Граман* (*Graham*), предлагающие сходное название — «ледниковое время» (*das Eiszeitalter*). *А. П. Павлов* и *А. М. Жирмунский* оттеняют появление человека в предлагаемых ими названиях *антропоген* и *антропозой* и придают четвертичному периоду значение самостоятельной *антропозойской эры*.

Перечисленные названия не всегда употребляются как синонимы. В последнее время (1933) швейцарский ученый *П. Бек* указал, что самые ранние ледниковые периоды развивались еще в плиоцене и что плиоценовые и четвертичные отложения не следуют друг за другом, но часто должны рассматриваться как фации одинакового возраста. На этом основании Бек включает в четвертичный период 1) плиоцен, 2) плейстоцен и 3) голоцен (последледниковое время). *Жирмунский* разделяет четвертичный период на 1) постплиоцен, 2) плейстоцен и 3) голоцен и т. д.

В настоящем курсе *ледниковым периодом* называется совокупность отдельных *ледниковых эпох* четвертичного времени.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В РАЗНЫХ СТРАНАХ.

Нас прежде всего интересуют четвертичные отложения Советского Союза. Но прежде чем заняться их описанием, нужно решить вопрос: достаточно ли изучены четвертичные отложения СССР для того, чтобы строить курс только или даже преимущественно на нашем материале. Если взять имеющиеся заграничные сводки, сразу бросится в глаза, что отложения СССР описаны крайне бегло (в сводке Вольдштедта «Das Eiszeitalter», 1929, им уделяется 10 из 400 страниц); теоретические вопросы решаются на основании данных западноевропейских и американских исследователей.

Постараемся решить этот вопрос и для этого кратко осветим степень изученности четвертичных отложений разных стран. Прежде всего следует отметить ее неравномерность. Можно наметить несколько центров, где создались самостоятельные школы, разработавшие методы и теоретические выводы, которые имеют такой большой общий интерес, что их ни в коем случае не может игнорировать советский исследователь.

1. Скандинавская школа занимается главным образом послеледниковыми отложениями, которые особенно хорошо представлены в Скандинавских странах. При этом разработаны многие методы и представления, которые имеют широкое значение и могут с успехом применяться и советскими исследователями: пыльцевой метод, геохронологический метод, метод изучения древних береговых линий и эпейрогенических движений литосферы и т. д.; взгляды на происхождение ледниковых форм рельефа; хронология послеледникового времени; представления о развитии лесов и изменениях климата в послеледниковое время.

2. Альпийская школа. Альпы являются страной, четвертичная история которой изучена с большой разносторонностью и глубиной. Можно считать, что наиболее крупные и общие теоретические представления, ставшие уже ходячими и как бы сами собой подразумевающимися, зародились в Альпах. Таковы взгляды на число ледниковых периодов, четвертичные изменения климата, продолжительность четвертичного периода, роль ледниковой эрозии. То же самое следует сказать и о методах, разработанных альпийскими исследователями. В особенности большое значение имеет метод расчленения четвертичной толщи в истории оледенения. Роль альпийских работ еще более усиливается большим отставанием изучения других горных районов. Нигде, кроме Альп, не делалось попытки дать другую, параллельную систему взглядов и методов изучения истории оледенения горной страны. Не было таких попыток и в Советском Союзе. Наибольшее значение из альпийских работ имеет не новая уже (1909 г.) трехтомная монография А. Пенка и Э. Брикнера «Альпы в ледниковое время» («Die Alpen im Eiszeitalter»). Это самое крупное сочинение, когда-либо посвящавшееся четвертичному периоду.

3. Североамериканские исследования труднее объединить в понятие школы, так как в США не наблюдается подчинения интересов и методов какой-либо одной крупной идее и какому-

либо исключительному научному авторитету. Но целый ряд отдельных крупных вопросов изучены в США лучше большинства других стран, и поэтому о них должны знать и советские исследователи. Очень много сделано для выяснения происхождения ледниковых форм рельефа; хорошо изучена история озер (в особенности Большого Соленого озера на плато Утах); прекрасно поставлена съемка четвертичных отложений.

4. Группа французских исследователей издавна уделяет специальное внимание изучению морских террас берегов открытых морей и океанов. Их работы в этой области имеют едва ли не наиболее важное значение.

5. Лучшие работы по климату четвертичного периода дали за последние годы английские климатологи. Они придают большое значение географической специфике климата, а это имеет для такой обширной страны, как наша, большой интерес.

6. Среди немецких исследований четвертичных отложений и форм рельефа выдающееся место занимают работы И. Вальтера (J. Walter, 1891, 1900, 1920) по созданию форм рельефа пустынь, в которых особо большое значение придается дефляции как главному агенту денудации в пустынях; В. Пенка (W. Penck, 1924), детально разобравшего и сильно усовершенствовавшего взгляды Дэвиса на развитие рельефа эрозионных областей, и работа группы новейших исследователей (К. Грипп, P. Woldstedt и др.) по условиям образования гляциально-аккумулятивных форм рельефа в условиях покровного оледенения равнинных стран.

Задачей настоящего курса является освещение четвертичной истории территории Советского Союза. При этом мы будем по возможности использовать то ценное, что накоплено западноевропейскими и американскими исследователями, что поможет нам лучше осветить и многие вопросы четвертичной истории СССР.

7. В Советском Союзе четвертичный период до Октябрьской революции почти не изучался. Существовавшие тогда научные учреждения не уделяли планомерного внимания четвертичному периоду. То, что удалось сделать, следует отнести за счет личной энергии и инициативы отдельных ученых. К чести их нужно сказать, что такой крупный сдвиг в представлениях, как теория материкового оледенения, сменившая в 70-х годах прошлого века «дрифтовую» теорию пловучих льдов, разработана была в значительной степени русскими учеными — геологом Ф. Шмидтом и географом П. Крапоткиным. Из позднейших работ дореволюционного периода укажем работы Никитина о распространении следов оледенения на Русской равнине, Н. Криштафовича и К. Воллосовича — по стратиграфии четвертичных отложений, Сукачева о четвертичной флоре и А. Воейкова и Л. Берга — о климатах ледникового и послеледникового времени.

Крупное значение среди дореволюционных работ по четвертичным отложениям в России имели работы П. А. Тутковского, А. И. Набоких, В. Д. Ласкарева, В. И. Крокоса и Л. С. Берга по происхождению, условиям залегания и стратиграфии лёссов Украины. В этих работах были заложены основы той системы воззрений, которые позднее распространились в За-

падной Европе (в работах Зергеля, Гобса, Ганссена и др.).

Далее, большой интерес имеют работы А. П. Павлова по истории оледенения европейской территории Союза и Н. И. Андрусова по истории плиоценовых и четвертичных бассейнов понто-каспийской области.

Наконец, не могут не быть упомянуты работы В. А. Обручева о путях развития рельефа в пустынных областях Средней и Центральной Азии, С. С. Неуструева по палеогеографии Западной Сибири, Средней Азии и Казахстана.

После Октябрьской революции изучением четвертичного периода начинают специально заниматься. Это особенно сказывается с начала первой пятилетки и стоит в связи с общим усилением научно-исследовательской работы и с нуждами советского строительства, с которыми изучение четвертичных отложений непосредственно связано.

Благодаря работам последнего десятилетия, изучение четвертичного периода в СССР подвинулось настолько вперед, что многие даже большие области (например Украина) изучены у нас не хуже или даже лучше, чем в передовых капиталистических странах. Изучение других областей (Восточная Сибирь, Алтай) еще сильно отстает, но и здесь мы можем уже попытаться набросать первые, приближенные пока схемы. В целом же можно считать, что сумма наших знаний о четвертичном периоде СССР такова, что выдвигается на первое или одно из самых первых мест в мире. Этому способствует не только энергия исследовательских учреждений, но и необычайно разнообразные природные условия Советского Союза.

В качестве подтверждения этого положения можно, например, указать, что разработка вопросов о географических типах древних оледенений, условий и форм накопления водно-ледниковых отложений в приледниковой области, происхождения, возраста и стратиграфии лёссовых отложений, истории фауны млекопитающих и человека и, наконец, вопросов четвертичной тектоники (гляциодислокации, орогенезис, эпейрогенические движения) широко и продуктивно развернулась именно в советской геологической литературе, посвященной четвертичному периоду.

Научно-исследовательская работа ведется в Ленинграде, Москве, Киеве, Томске и в ряде второстепенных центров. Руководящие научные учреждения Союза, как-то Академия наук СССР, Всеукраинская Академия наук, Главное геологоразведочное управление, имеют в своем составе отделы и комиссии, специально занимающиеся изучением четвертичного периода. Имеется и Советская секция в составе Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. Специальная комиссия принимает участие в составлении международной карты четвертичных отложений. В наших вузах (в Москве, Ленинграде, Минске, Казани) организовано чтение курсов «Геологии четвертичных отложений».

Общее число отдельных работ, посвященных четвертичному периоду СССР, достигает в настоящее время двух тысяч ¹.

¹ Не считая литературы об ископаемом человеке.

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗДАНИЯ И РУКОВОДСТВА.

В СССР издаются: «Труды Комиссии по изучению четвертичных отложений при Академии наук СССР» (прежде назывались «Бюллетенями»; выходят с 1929 г. в Ленинграде, в настоящее время в Москве); «Четвертинный период» (орган Четвертичной комиссии ВУАН, издается в Киеве). В связи с работой II Международной конференции по изучению четвертичных отложений, состоявшейся в 1932 г., в СССР было издано несколько выпусков «Информационного бюллетеня» и «Трудов» этой конференции. Очень много работ публикуется в «Известиях Государственного географического общества», «Землеведении», «Проблемах физической географии», «Трудах Института географии Академии наук СССР», «Бюллетенях Московского общества испытателей природы» (отдел геологии), «Трудах Главного геологоразведочного управления». Всякому интересующемуся четвертичным периодом рекомендуется постоянно следить за статьями, появляющимися в этих изданиях.

Из заграничных журналов укажем издающийся с 1906 г. журнал «Zeitschrift für Gletscherkunde» (в настоящее время издатель — д-р К л е б е л ь с б е р г, Инсбрук), посвященный главным образом гляциологии, четвертичной геоморфологии и климатологии; с 1925 г. стал издаваться еще другой журнал «Die Eiszeit» (издатель д-р Б а у е р). В нем помещают главным образом статьи по четвертичной фауне и палеолиту. Есть орган, освещающий условия распространения и состав валунов, — «Zeitschrift für Geschiebeforschung». В различных заграничных географических и геологических изданиях тоже помещают много статей по четвертичному периоду.

Сводок по четвертичному периоду очень мало, а достаточно полных сводок на русском языке совсем нет. Перечислим главнейшие общие работы.

На русском языке.

Мирчинк Г. Ф.¹, Курс геологии четвертичных отложений, ОНТИ 1934. Литографированный, небольшого объема курс лекций, читанных в Московском геологоразведочном институте. Содержит преимущественно сведения о четвертичных отложениях средней полосы Европейской части СССР.

Герасимов И. П. и Марков К. К., Ледниковая эпоха в СССР, М. 1938.

Палеогеографический синтез данных о четвертичном периоде СССР (печатается).

Щукин И. С., Общая морфология суши, ч. 1, 1935, ч. 2, 1938. Общие сведения по геоморфологии, необходимые всякому, занимающемуся четвертичным периодом. Несколько глав (III—VI) посвящены формам ледникового рельефа.

Калесник С. В., Ледники, их роль и значение в жизни Земли, 1935. Краткое изложение основ гляциологии, необходимых для изучения следов древнего оледенения.

Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и определенных территорий, под ред. С. А. Яковлева, 1932.

Усов М. А., Элементы геологии и геоморфологии рыхлых отложений, Томск 1934.

Живое, но несколько дискуссионное изложение отдельных крупных вопросов истории четвертичного периода.

Антевс Э., Последнее оледенение, ОНТИ 1935, Нефть. геол. разв. трест, вып. 15, Баку, перев. с английского.

¹ В 1939 г. этот курс выпускается в свет Геологоразведочным издательством.

Сводка данных о последнем ледниковом периоде.

На иностранных языках.

Woldstedt P., Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums, Stuttgart 1929, 406 стр.

Наиболее систематическое изложение сведений о четвертичном периоде. Сводка уже несколько устарела. Данных о четвертичном периоде в СССР почти не содержит.

C o l e m a n A. P., Ice ages, recent and ancient, New-York, 1926.

Сводка о дочетвертичных и четвертичном оледенениях. Сведения изложены кратко, но в очень интересной и оригинальной форме.

D a l y R. A., The Changing World of the Ice Age, New Haven, 1935 (2-е изд.).

По характеру и форме изложения напоминает предыдущую сводку. Главное внимание уделяется колебаниям земной коры.

ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ НА РАВНИНАХ.

Глава I.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ.

История развития представлений о древнем оледенении Европы.

Четвертичные отложения систематически изучаются всего несколько десятков лет; дольше и подробнее изучаются ледниковые отложения. Понятно, что наша специальность не имеет длительной истории развития.

Первой научной работой о современных ледниках является исследование Вигалина (Th. Wigalin) о ледниках Исландии. Оно было издано в 1695 г. Альпийские ледники нашли своего первого исследователя в лице Шейхцера (J. Scheuchzer), опубликовавшего сделанные наблюдения между 1702 и 1711 гг.

Следы древнего оледенения начали отмечаться значительно позднее. Впервые они были описаны и правильно истолкованы (с современной точки зрения) в 1760—1764 гг. Соссюром (de Saussure) в Альпах («Путешествие в Альпы», опубликованное в 1780 г.).

Следы древнего оледенения Альп были затем подробно исследованы Шарпантье (J. de Scharpantié) и Агассицом (L. Agassiz) в 1828 г. Леверетт (F. Leverett) справедливо считает обоих авторов основоположниками современных представлений о древнем оледенении¹. Но еще долго, в течение всей первой трети XIX в., происходила горячая борьба самых противоположных точек зрения. Больше всего споров вызвало толкование четвертичных отложений на равнине — в северной Германии — и в особенности вопрос о происхождении огромных эрратических валунов, давно бросавшихся в глаза исследователям. В 1775 г. Аренсвальд (Arenswald) приписывал их заносу водами всемирного потопа. Родину валунов искали в различных направлениях — в средне-германских горах, а позднее в Скандинавии. Теории потопа придерживался и знаменитый Л. фон-Бух (L. von Buch), который в 1811 г. объяснял занос валунов действием волн Немецкого моря. Наравне с этим валунам приписывалось и вулканическое происхождение. Вулканическими кратерами считали характерные котловины ледникового ландшафта, так называемые «пфулли». Позднее место извержения этих гипотетических кратеров помещалось в Скандинавии. Еще в 1846 г. были голоса в пользу такого объяснения.

¹ Leverett F., Pleustocene glaciations of the Northern hemisphere, «Science», 69, 1, 1929.

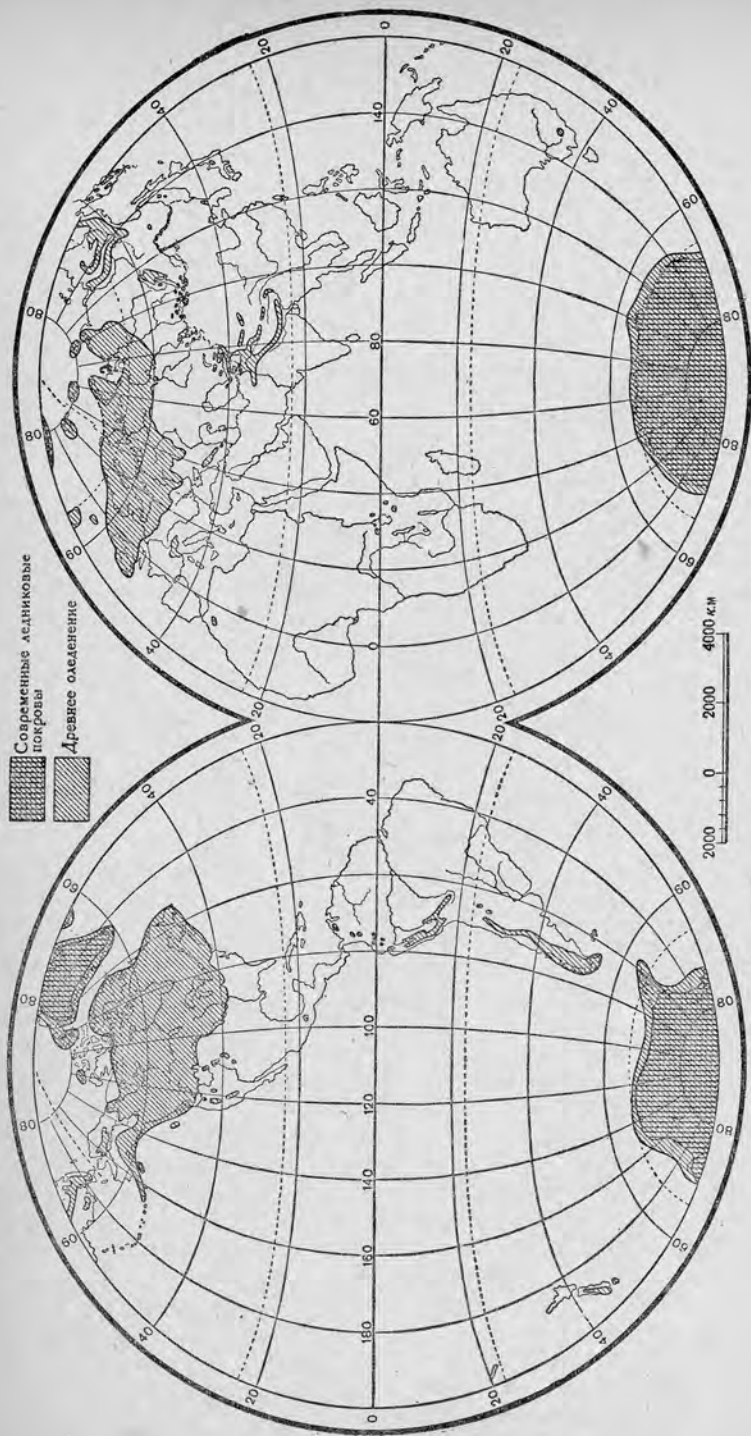


Рис. 1. Распространение древнего оледенения,

Ближе к современным нашим представлениям — д р и ф т о - в а я теория, приписывавшая разнос валунного материала плавающим льдам. Согласно этой теории, Скандинавский полуостров был покрыт ледниками, которые спускались в море и раскалывались на айсберги. Теория эта, впервые высказанная в 1790 г., была в 1835 г. надолго утверждена в геологии Л я й е л е м (Ch. Lyell) и считалась неизбежной в течение 40 лет.

Материковая природа древнего оледенения впервые признана была П. Крапоткиным и Ф. Шмидтом в 1871 г. и несколько позднее (в 1872 г.) — известным шведским ученым Т о р е л л е м (Torell).

Распространение древнего оледенения равнин.

Теория материкового оледенения является в настоящее время общепризнанной, хотя в отдельных случаях признают, что ледниковый материал разносился пловучими льдами и отлагался через толщу воды. В настоящее время известны и главнейшие отдельные ледниковые покровы, имевшие каждый свои центры оледенения (рис. 1).

Главнейшие ледниковые покровы были: 1) в Северной Америке с Гренландией (13,7 млн. км²); 2) в Европе и Западной Сибири (9,5 млн. км²) (рис. 1); 3) в Южной Америке — на Огненной Земле и в Патагонии (около 0,5 млн. км²) и в Антарктике (14 млн. км²). Вся площадь древнего оледенения земной поверхности (равнин и гор вместе взятых) приближалась к 38 млн. км², что составляло 25% площади всей суши. Площадь современных льдов около 16 млн. км², или 11% площади суши.

На территории материка Евразии главными центрами оледенения и ледниковыми покровами являлись следующие: а) Европейский и б) Сибирский (Урало-Новоземельский — Таймырский).

Лучше других изучены четвертичные отложения и формы Европейского ледникового покрова. На его примере мы разберем поэтому и большинство общих вопросов.

Размеры и деление области Европейского ледникового покрова.

Оледенение покрывало всю северную Европу примерно до 50° с. ш. Лед занимал всю Ирландию и Англию до Лондона. Внутри границы оледенения было несколько «островков», не покрывавшихся льдом (в Пеннинских горах, между Гуллем и Ньюкэстлем). Исландия была совершенно покрыта льдом. Затем граница оледенения пересекала Голландию у южного берега залива Зюдерзее.

Все основные извилины этой границы в Германии теснейшим образом зависели от орографии страны. Ледниковый покров почти вплотную подходил к средне-германским возвышенностям. Он окаймлял северные склоны Гарца, Саксонских Рудных и Исполинских гор, Судет, предгорий Карпат и вдавался к югу языком в промежутках между ними. В Польше граница проходила от Кракова к Львову несколько южнее 50° с. ш.

В Европейской части Союза характернейшей чертой границы наибольшего оледенения являются два выступа, известные под названием Днепровского и Донского языков. Положение обоих языков также объясняется орографическими причинами. Ледниковый покров вдавался дальше к югу по понижениям Днепра и Дона и отступая к северу Среднерусской и Приволжской возвышенностями. Южная оконечность Днепровского языка лежала между Кременчугом и Днепропетровском у левого притока Днепра — р. Орели, под 48° с. ш. Это самая южная оконечность всего Европейского ледникового покрова. Донской язык заканчивался несколько севернее. Восточный его край тянулся в меридиональном направлении и пересекал Волгу между Казанью и Горьким у г. Васильсурска. От Волги граница оледенения идет на восток-северо-восток, проходит близ г. Кирова и пересекает Уральские горы под $61^{\circ} 5'$ с. ш.

Северная граница ледникового покрова не совпадала с современной береговой линией Норвегии и Кольского полуострова. Значительные области шельфа были покрыты материковым льдом (Немецкое море, часть Норвежского и Баренцова морей). С другой стороны, некоторые участки суши (Лофотенские острова), вероятно, не были покрыты материковым льдом и образовывали скалистые острова, так называемые «нунатаки».

Положение границы оледенения устанавливается на основании распространения валунов.

Площадь указанной области измеряется, примерно, в 5,5 млн. км². Для удобства рассмотрения ее лучше разбить на районы, отличающиеся 1) характером четвертичных отложений и 2) рельефом.

1. *Район Балтийского щита*: Карелия—Кольский полуостров—Финляндия — большая часть Швеции.

Основные черты. Область сноса. Мощность четвертичных отложений мала и измеряется обычно метрами, но неравномерна. Прекрасно выражены формы ледникового рельефа и послеледниковые отложения.

Поэтому основными вопросами, на которых придется здесь остановиться, будут: 1) формы ледникового рельефа; 2) история послеледникового времени. С этого района удобно начинать изучение четвертичных отложений: ярко выражены следы древнего оледенения, лучше всего разработана методика изучения четвертичных отложений.

2. *Район, расположенный за границей Балтийского щита* (южнее и восточнее его), *на внутри границы последнего оледенения* (севернее и западнее): Минск—Витебск—Селижарово—В. Волочек—Вологда — Няндома.

Основные черты. Область отложения. Мощность четвертичных отложений довольно велика. Измеряется десятками метров и нередко превосходит 100 м. Ледниковый рельеф выражен хорошо, но имеет другой характер, чем на Балтийском щите. Отчетливо выражена стратиграфия моренных толщ. Морены разделены межледниковыми отложениями. Основные вопросы, на которых нужно остановиться: 1) особенности форм ледникового рельефа и их природа; 2) расчленение моренных толщ и характер межледниковых отложений.

3. *Район, расположенный за границей последнего оледенения* (к югу и востоку от нее) и *внутри границы максимального оледенения*.

Ландшафтное отличие этого района от предыдущего очень резкое. Перейдя границы последнего оледенения, мы попадаем из рельефа аккумулятивного, ледникового, в рельеф эрозионный, речной; плоские водоразделы со слабо сохранившимися следами ледниковой аккумуляции прорезаются широкими долинами с хорошо выраженными террасами.

Отложения носят уже иной характер. Достигая довольно большой (до сотни метров) мощности, они состоят в значительной мере из осадков, косвенно связанных с ледником: лёсса, лёссовидного суглинка и т. д. Морена слагает незначительную часть общей мощности четвертичной толщи.

Основные вопросы: 1) стратиграфия четвертичных отложений в связи с дальнейшим расчленением ледниковой толщи и увязкой ледниковых и неледниковых отложений; 2) речные террасы, их строение и роль в расчленении ледникового периода.

Литература.

E. Antevs, Maps of the Pleistocene glaciations, Bull. of the Geological Society of America, vol. 40, 1929.

Глава 2.

ЕВРОПЕЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ.

РАЙОН БАЛТИЙСКОГО ЩИТА.

Формы ледникового рельефа.

Эрозия ледника. Балтийский щит — область ледниковой эрозии и сноса ледниковых отложений.

Следы ледниковой эрозии¹, вследствие твердости коренных кристаллических пород, сохранились чрезвычайно отчетливо.

Ледниковые шрамы (штрихи, борозды, рис. 2, 3). В большинстве случаев шрамы и борозды имеют несколько метров длины, ширину, измеряемую сантиметрами, и глубину в несколько миллиметров. Часто ледниковые шрамы суживаются клиновидно к одному из концов, что дает возможность судить о движении льда в направлении сужения шрама. Шрамы можно обычно видеть не поодиночке, а сериями, даже на небольшой площади в несколько квадратных метров. Они параллельны друг другу или пересекаются под различными углами. Часто наблюдается пересечение двух систем шрамов различных направлений. Это дает возможность судить об изменении направления движения ледника и прежде даже считалось доказательством двух различных ледниковых эпох, характеризовавшихся различным направлением движения льда. В настоящее время есть много указаний, что направление движения льда на протяжении даже очень короткого отрезка времени (десятки, сотни лет) часто менялось. Нельзя поэтому пересечение шрамов считать доказательством двукратного оледенения.

¹ Ледниковую эрозию называют также (особенно в старых работах) *экскавацией*, неудачно, *абразией* (ледниковой).



Рис. 2. Ледниково-эрозионный рельеф. Северо-запад Кольского полуострова (фото Геккера).



Рис. 3. Бараний лоб. Ледниковая полировка и шрамы. Северная часть Кольского полуострова (фото В. Зенковича).

Изучая шрамы даже на небольшом участке, легко видеть, как меняется их направление в зависимости от неровностей рельефа.

Следовательно, шрамы дают представление 1) о местном направлении движения льда на данной, конкретной, изученной нами площади и 2) для ограниченного отрезка времени.

Ледниковая полировка. Ледниковые шрамы встречаются на полированной поверхности скал. Ледниковая полировка покрывает различные формы рельефа, преимущественно небольшие возвышенности коренных пород. Она видна яснее на склонах, обращенных навстречу движения ледника и не защищенных от его воздействия (проксимальная сторона). Полировка поднимается на склонах Скандинавских гор лишь до известной высоты. Скалы, покрытые ледниковой полировкой, приобретают характерную округленность выступов и углублений и носят название *курчавых скал*. Скалы, отполированные льдом с проксимальной стороны, имеют асимметричный продольный профиль (в направлении движения льда); гладко отполированный и более пологий склон отличается от противоположного склона, так называемого дистального, более крутого и лишь слабо затронутого полировкой. Именно к таким скалам следовало бы отнести название *бараний лоб*, часто употребляемое более широко (рис. 3).

Ориентировка проксимальных и дистальных склонов бараньих лбов бывает настолько постоянной, что позволяет довольно верно судить о преобладающем направлении движения ледника. Такую зависимость отмечает Таннер (V. Tanner) для финляндской Лапландии (1915).

Ледниковая эрозия сказалась в выработке форм норвежских и, вероятно, кольских фиордов. Фиорды вдаются далеко в глубь Скандинавского полуострова и характеризуются значительной крутизной и высотой склонов, U-образным поперечным профилем и изломами продольного профиля дна. Следы ледниковой полировки на склонах фиордов позволяют считать мощность заполнявших их долинных ледников огромной — до 2000—3000 м по Альману (Ahlmann). Уже поэтому можно предполагать, что роль ледниковой эрозии дна фиордов была значительной. Действительно, глубины фиордов достигают величины 1200 м (Согне-фиорд), впадины дна отчленены от моря порогом (ригелем) или дно распадается на несколько отдельных котловин. Такой профиль не мог быть создан речной эрозией, и фиорды не могут представлять собой затопленные речные долины. Происхождение многих порогов явно не тектоническое. Остается предположить, что фиорды представляют собой затопленные ледниковые долины, развившиеся из нормальных речных долин под влиянием переуглубления дна ледником. Величина переуглубления определяется величиной превышения ригеля над наиболее низким участком продольного профиля. Она исчисляется в 300—500 м, а для Согне-фиорда — даже в 1100 м (Альман). Нет необходимости предполагать, что фиорды образовались при более низком положении уровня моря; ледниковая эрозия, в отличие от речной, могла происходить и ниже уровня моря, до глубины, с которой ледники начинали всплывать.

Мощность ледникового покрова. Высота положения верхней границы ледниковой полировки над соседними понижениями позволяет определить мощность ледникового покрова. Скандинавские горы обыкновенно не превышают 1600 м абс. выс. (Высшая точка—гора Гальдхеппинг — 2500 м абс. выс.). Средняя максимальная мощность ледникового покрова, если судить по высоте нахождения ледниковой полировки над основанием гор, измерялась в 1500—2000 м (Альман). Эту цифру можно сравнить с другими, полученными косвенными путями.

Таннер, на основании подсчетов величины изостатического поднятия, дает большую цифру — 3570 м, а Антевс (Antevs) 3000—3350 м.

С приближением к берегу Норвежского моря заметно опускание границы полировки, отмечающее уменьшение мощности ледникового покрова. Так, в верхней части фиорда Ромсдалена (62° 15' с. ш.) полировка видна до высоты 1700 м, а у берега моря на высоте 1100 м. Еще значительно понижение этой границы — до 100 м абс. выс. — на Лофотенских о-вах. Альман думает, что в юго-западной части Лофотен материкового оледенения не было, а существовали лишь местные ледники в долинах. В глубоких долинах, спускавшихся к морю со Скандинавских гор, ледниковые языки достигали колоссальной мощности — до 2000—3000 м. Многочисленные возвышенности, поднимавшиеся над покровом льда, представляли собой как бы скалистые острова, так называемые *нунатаки*.

Сплошным покровом льда были покрыты: Финляндия (высшая точка у границы Швеции и Норвегии — Эннотекио, 1350 м), южная Швеция (высшая точка Томтабакен, 377 м) и Дания (высшая точка 177 м). Наши исследователи (Рихтер, Лаврова) признают, что лед окутывал вершины Кольского полуострова — Хибны — до 1300 м абс. выс., Волче- и Монче-тундры — до 900 м абс. выс. Для этого минимальная мощность льда должна была достигать около 1000 м. Шотландские горы были покрыты льдом до высоты 1070 м; высшие точки представляли собой *нунатаки*.

Механизм ледниковой эрозии. В Швеции А. Хёгбом (A. Högbom) занимался изучением вопроса, как эродировал ледниковый покров. Он пришел к следующему выводу: влияние ледниковой эрозии на рельеф было в общем невелико. Например, пространства, занятые древними осадочными породами, остались такими же, какими были в доледниковое время. Наблюдаются холмы, образованные кристаллическими породами, вершины которых располагаются на одинаковом горизонтальном уровне. Они представляют остатки доледникового пенеплена. Ледник, двигаясь через эти холмы, почти не нарушил постоянство высот и оказался не в состоянии значительно снизить холмы, сложенные более мягкими породами. Основной закон воздействия ледникового покрова на основания заключается в следующем: не мягкость породы, а ее трещиноватость способствует ледниковой эрозии. Если порода тверда, но трещиновата, ледник сильно изнашивает ее, отламывая и унося крупные обломки. Мягкость породы, а особенно отсутствие трещиноватости, наоборот, препятствуют эрозии. Возвышенность, сложенная мягкими породами, легко оглаживается ледником. Уничтожаются выступы, вследствие

чего уменьшается трение, и в дальнейшем возвышенность сохраняется без заметных изменений. Можно, например, наблюдать жилы сравнительно мягкого известняка, поднимающиеся в виде гряд над поверхностью более твердой породы, которую жилы прорезают. Это объясняется отсутствием трещин в известняке и его мягкостью, почему гряда имеет оглаженные очертания. С другой стороны, как пишет Х ё г б о м, среди тысяч скал можно часто с трудом найти одну, могущую служить типичным примером бараньего лба, потому что твердые скалы разбиты трещинами и ледник не столько шлифовал их, сколько отламывал и уносил куски породы.

Лед шлифует больше проксимальную (обращенную к леднику) сторону возвышенности, так как здесь отламывание кусков породы затруднено их прижиманием к основному массиву горы, а шлифовка происходит сильнее, так как сильнее давление ледника на не заслоненную от него поверхность. На дистальной стороне, напротив, шлифующая деятельность слабее, а отламывание кусков льда облегчено.

Поэтому профиль бараньих лбов несимметричный: проксимальный склон — пологий, дистальный склон — крутой, уступообразный. Это иллюстрирует приводимый рис. 4 горы Лулио в северной Швеции, в бассейне р. Торнео (по Х ё г б о м у).

Основная морена образована из обломков горных пород, оторванных ледником при движении в результате трения льда о коренное ложе. Обломки вмерзли в нижнюю часть толщи ледника. Отложение происходило преимущественно в понижениях у препятствий — выступов коренного рельефа.

В области Балтийского щита ледниковая аккумуляция достигает небольшой мощности, и это сказывается прежде всего на незначительной мощности слоя основной морены (чаще всего несколько метров).

В Финляндской Лапландии морена достигает 10 м мощности, уменьшаясь с периферии до 1—2 м. Мощность резко возрастает в понижениях. В долине р. Поной мощность всей четвертичной толщи 100 м, на р. Туломе у с. Мурмаши — 135 м, но морены — всего 18 м (Г о р е ц к и й). Моренного покрова вовсе лишены большие пространства средней части Кольского полуострова к востоку от Ловозерских тундр. Тем не менее можно утверждать, что поддонная морена — самый распространенный тип четвертичных отложений Фенно-Скандии. По Т а н н е р у, вся северная Финляндия, за исключением 2,2 — 1,8% площади, покрыта мореной или представляет выходы коренных пород (реже). Морена благодаря своей незначительной мощности слабо маскирует неровности коренного рельефа и лишь слегка смягчает их.

Литологический характер, текстура морены. Характерным свойством поддонной морены является отсутствие сортировки: а) в морене можно встретить смешанными в различных пропорциях частицы самых различных размеров, начиная от мельчайших коллоидальных глинистых частиц и кончая валунами, объемом во много кубических метров; б) слоистость в морене часто отсутствует. Оба эти свойства являются наиболее характерными внешними признаками отсутствия сортировки материала. Причиной отсутствия

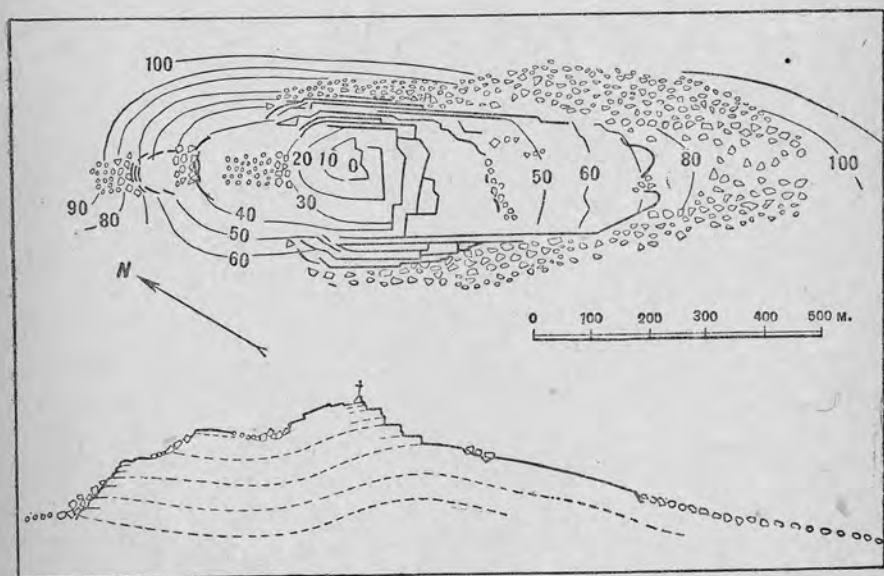
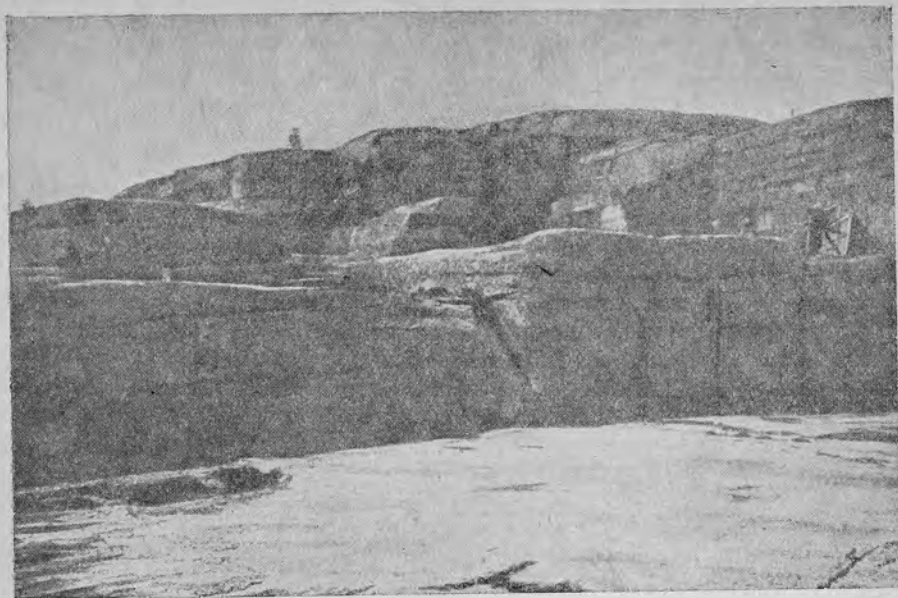


Рис. 4. Механизм ледниковой эрозии. Гора Луппио в северной Швеции.
 Вверху — следы откалывающей деятельности ледника. Внизу показано различие проксимального (справа) и дистального (слева) склонов (по Хегбому).

сортировки являются условия отложения, происходившего *на суше*, а не через толщу воды, почему и не могло происходить разделение фракций под влиянием тяжести и их последовательное оседание (рис. 5).

В морене часто встречаются включения линз песка, гравия, слоистых суглинков, придающие ей слоистый характер. Эти включения называют *внутриморенными*. Верхние горизонты морены особенно часто бывают слоистыми. Т а н н е р наблюдал на севере Финляндии в верхних горизонтах лишь вторичную слоистость, но он же отмечает, что в северной Швеции слоистость первичная. Глубокие горизонты морены тоже нередко обнаруживают слоеватость и в сухом виде распадаются от удара на плитки.

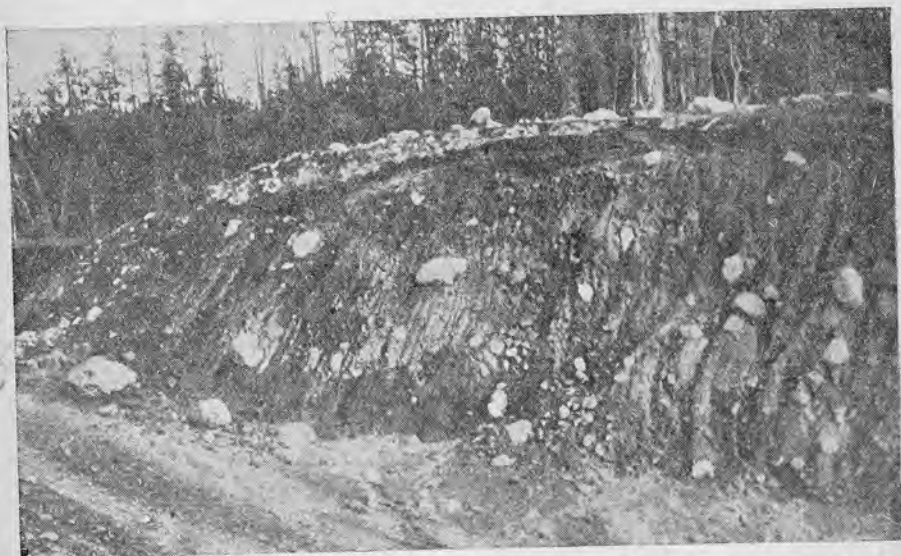


Рис. 5. Основная морена. Средняя Карелия (фото Лавровой).

Механический состав морены колеблется в широких пределах. На территории Балтийского щита морена сравнительно обогащена крупными обломками. Они сравнительно угловаты. Такая особенность есть результат: а) близости к центру оледенения, то есть относительно *короткого пути* переноса моренного материала от материнской породы до места отложения; б) обломки *твердых* кристаллических пород Балтийского щита с трудом подвергаются истиранию и измельчению.

В западной части Кольского полуострова морена представлена преимущественно валунными глинистыми разнозернистыми песками со значительным количеством щебня, дресвы и валунов, переходящими в отдельных местах в очень тощие валунные грубые супеси с содержанием частиц меньше 0,01 мм в 10—14%; морена обогащена валунами до 20—25% (Г о р е ц к и й).

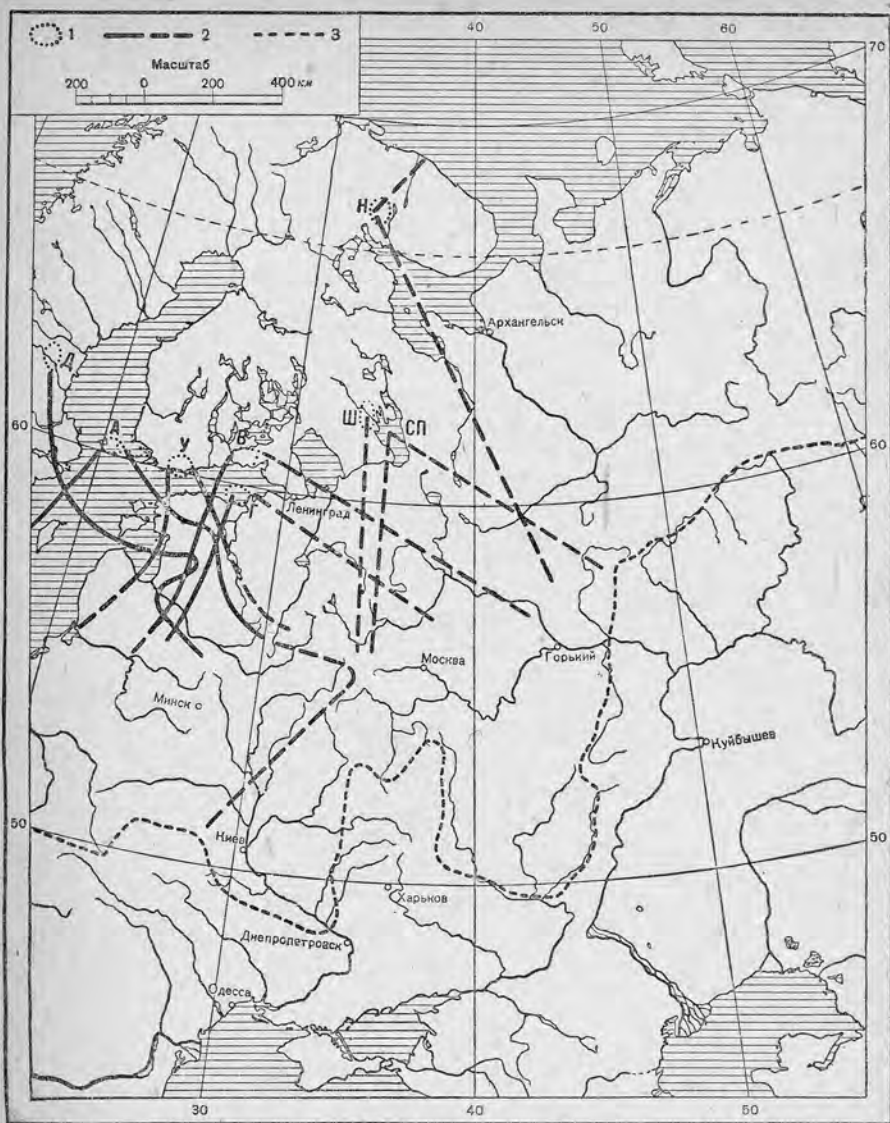


Рис. 6. Конусы рассеивания валунов (по В. Чирвинскому).

Д — Даларнский порфир и порфирит, А — аландский гранит, У — уральский порфирит из Тавасгуса, В — выборгский рапакиви, Г — голландский порфир, Ш — шокшинский песчаник, С — соломенская брекчия, П — повенечий доломит, Н — нефелиновый сиенит. Тонкой пунктирной линией обозначена граница ледникового покрова; точечным пунктиром — коренной выход породы; жирной сплошной и пунктирными линиями — границы конусов рассеивания.

Саурамо (M. Saugamo) считает, что в Финляндии «пожалуй, наиболее распространенной разновидностью является песчаный и гравийный моренный нанос». Таннер указывает, что в северной Финляндии морена представлена гравием и на протяжении даже небольшого расстояния в направлении движения ледника быстро

меняет свой характер, валуны делаются окатанными, состав моренного гравия — однороднее.

Образование основной морены. Прежде считали, что основная морена образуется в результате трения ледника только о коренную поверхность, по которой он движется. Согласно этому взгляду, основная морена должна лежать слоем неравномерной мощности между основанием ледника и поверхностью коренной породы. В последнее время, изучая современные ледники, убеждаются, что моренный материал был первоначально включен в самую толщу льда. Это внутренняя морена, и нижние слои льда особенно сильно насыщены ею. Полосы морены горизонтальны или повторяют неровности дожа коренных пород, или различным образом дислоцированы (рис. 7). Некоторые авторы считают, что подо льдом вообще отсутствует основная морена, а есть только внутренняя, включенная в ледниковую толщу. Полосчатость льда рассматривают как результат его движения, реже — как отражение сезонной слоистости фирна. Лед при низких температурах мало пластичен, и движение его в значительной мере осуществляется путем разрывов и взаимного перемещения отдельных слоев — чешуй. Это явление хорошо согласуется с перетертостью и сильной измельченностью моренных обломков. Если бы истирание происходило только на границе ледниковой толщи и его основания, результат его был бы во столько же раз меньше действительного, сколько наблюдается отдельных горизонтов истирания — граничных поверхностей между чешуями льда (Филлип, Phillip).

Так как моренный материал был первоначально распределен в толще льда прослоями, понятно, что при таянии льда он будет вытаивать и образует слой основной морены со следами слоистости (см. выше). На Шпицбергене наблюдался такой процесс образования основной морены; ледник тает и протаивает до уровня залегающих прослоев морены: морена начинает вытаивать и накапливаться на поверхности льда в виде слоя жидкой грязи. Этот слой утолщается за счет вытаивания новых горизонтов внутренней морены, высыхает и образует то, что мы называем основной мореной. Таким образом, основная морена никогда не лежала под толщей льда. Морена сначала была внутренней, потом поверхностной и только после растаивания ледника легла на коренные породы в виде основной морены (Грипп, Gripp).

Валуны. Валуны ледникового происхождения, перенесенные льдом на значительное расстояние, называются эрратическими; они являются важной, в теоретическом и прикладном отношении, составной частью морены. Содержание их в каменистой морене очень высокое (до 25% на Кольском полуострове). Петрографический состав в некоторых случаях настолько характерен, что может быть установлено происхождение (родина) валуна. В последнем случае валуны называются *руководящими*. К их числу в Европейской части СССР принадлежат валуны фенноскандинавского происхождения. При движении к периферии ледникового покрова обнаруживается, что область распространения каждого руководящего валуна все более и более расширяется. Область распространения имеет на карте вид треугольника, вершина которого лежит у коренного выхода. Это так называемые *конусы рассеивания валунов*.

В. Ч и р в и н с к и й (1935) считает руководящими следующие валуны: даларнский порфир и порфирит, аландский гранит рапакиви, уралитовый порфирит из Тавасгуса, выборгский рапакиви, готландский кварцевый порфир; из карельских пород — шокшинский кварцит, повенецкий доломит с кристаллами альбита, соломенскую брекчию; из кольских — нефелиновый сиенит. Движение льда было радиальным и пересекало Балтийскую котловину. Конусы рассеивания этих валунов накладываются друг на друга (рис. 6), почему Ч и р в и н с к и й думает, что центр оледенения не был постоянным, а передвигался к востоку. Центр оледенения вначале имел более восточное положение — это доказывается отсутствием шведских и финских валунов в морене Днепровского языка. В ней есть только карельские валуны.

Таким образом, валуны указывают на радиальное движение льда, которое не считалось с неровностями рельефа. Только в позднюю стадию (последнего оледенения) лед стал двигаться по Балтийской котловине, образовав так называемый Балтийский поток.

Изучение валунов позволяет установить: 1) направление движения льда; 2) положение центра оледенения; 3) границы ледниковых покровов; 4) правильные поиски полезных ископаемых.

Конусы рассеивания руководящих валунов дают хорошее общее представление о радиальном движении льда от центра к периферии, как мы только что видели. Соединяя прямой линией место находки валуна с точкой, откуда началось его движение (выход коренной породы), мы получим самое общее представление, равнодействующую всех передвижений, испытанных валуном до того, как он был окончательно отложен ледником. Конкретного представления о направлении движения ледника на небольшом отрезке пути фенноскандинавские валуны не дают (здесь может прийти на помощь изучение валунов местных пород). Валуны дают общее, а шрамы (см. выше) — частное представление о направлении движения льда. Особенно плодотворно поэтому параллельное применение обоих методов.

Положение центра Европейского ледникового покрова. Под центром оледенения понимают не геометрическую точку, а область питания ледникового покрова. Это могла быть довольно обширная область. Она лежала: 1) эксцентрично по отношению к границам покрова, значительно ближе к северо-западному, чем к юго-восточному краю; 2) не над высшими точками рельефа, то есть Скандинавскими горами, а восточнее, над низменностью, на половине расстояния между горами и северо-западным берегом Ботнического залива или даже над самым Ботническим заливом (Э н к в и с т, Enqvist). Такое положение центра оледенения кажется на первый взгляд непонятным. Оказывается, что и у современных ледниковых покровов центр оледенения тоже лежит несимметрично. Гренландский покров в этом отношении является как бы зеркальным отражением Европейского: вдоль восточного берега Гренландии тянется высокий хребет (до 4 км высоты), а высшие точки ледникового покрова (около 3000 м высоты) располагаются с запада от хребта, гораздо ближе к нему и к восточному берегу Гренландии, чем к западному берегу. В Антарктике ледниковый покров отделяется от моря Росса тоже высокими хребтами. Высшие точки (около 3000 м) покрова лежат вскоре к югу от

гор, а к Южному полюсу поверхность опускается (высота Южного полюса — 2760 м).

Были сделаны попытки объяснить такое расположение центра Европейского покрова. Э н к в и с т показал, что в горах ледники развиваются главным образом на подветренных склонах гор, где снег не сдувается ветром. Он перенес это объяснение на Европейский покров и указал, что центр оледенения располагался восточнее Скандинавских гор, с подветренной стороны, так как ветры, приносящие осадки, дули с запада (с Атлантического океана). Но масштаб явлений здесь совсем не тот, что в горных ледниках. Главное же

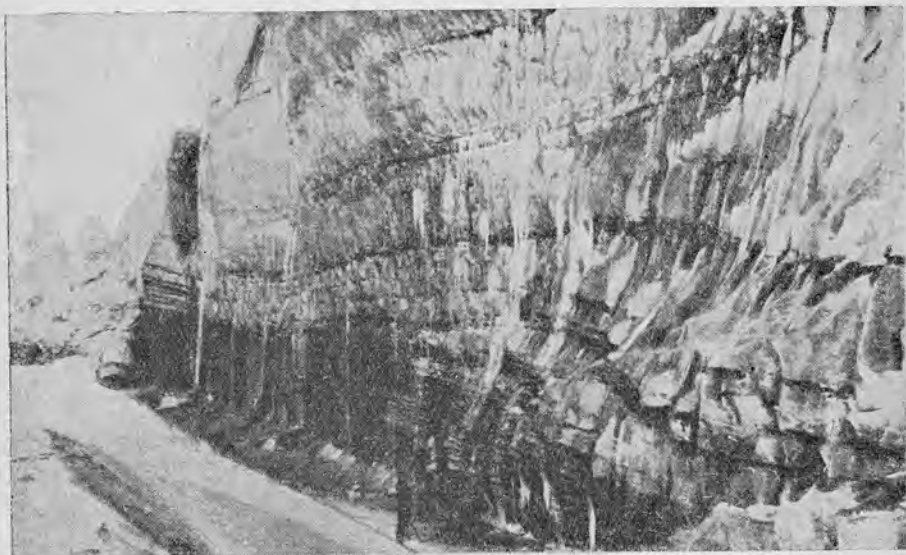


Рис. 7. Край Гренландского ледникового покрова. Полосчатость льда (фото Коха и Вегенера).

возражение, которое следует сделать Энkvисту, то, что в Гренландии ледниковый покров располагается с «наветренной» стороны гор (западнее хребта), так как преобладающее движение циклонов, приносящих осадки, происходит с запада и юго-запада.

Более простое объяснение предложил Б р и к н е р (Brückner). Центр оледенения устанавливается так, что условия оттока льда в разные стороны оказываются одинаковыми, то есть ближе к тому краю покрова (северо-западному), к которому отток льда был затруднен порогом Скандинавских гор, и дальше от того края (южного и восточного), куда лед стекал свободно. Если представить себе центр оледенения переместившимся в геометрический центр Европейского покрова (на Финляндию), то неизбежно произошло бы следующее: вследствие более быстрого оттока льда к юго-востоку, мощность покрова здесь уменьшится, поверхность опустится и центр снова передвинется дальше от юго-восточного края, то есть займет то положение, которое он действительно имел.

Механизм движения ледникового покрова. Распространение фенноскандинавских валунов у периферии ледникового покрова есть лучшее доказательство движения льда от центра ледникового покрова до самой его границы. Но центр ледникового покрова лежал над депрессией, и ложе, по которому двигался лед, не имело уклона к периферии. Эти условия отмечались и для ледниковых покровов Северной Америки.

Дригальский (Drygalsky) различает *первичное* — вертикальное и *вторичное* — горизонтальное движение льда в Гренландии. Вертикальное движение имеет нисходящее направление у центра, восходящее — у периферии ледникового покрова. Вертикальное движение является результатом перегруппировки массы льда — выпадения снега в центральной части покрова и оттока льда из центральных частей к периферическим, что вызывает вторичное горизонтальное движение. При этом может происходить всползание льда против уклона поверхности ложа. Последнее наблюдалось, например, в западной Гренландии.

А. Вегенер (Wegener) и участники его экспедиций, в особенности зимовщики станции «Eismitte», организованной в центре Гренландского покрова, наблюдали оседание поверхности фирна (потолок помещения, вырытого в фирне, делался ниже), сопровождавшееся шумом, напоминавшим гром. Это следы того движения (нисходящего), которое предполагал Дригальский для центральных частей покровов и которое он называл *первичным*.

Таким образом, лед ледникового покрова мог двигаться к периферии и по горизонтальному ложу и даже против уклона ложа, если мощность ледникового покрова в центре и *уклон поверхности* к краю покрова были достаточно велики. Каковыми же должны быть численные выражения последних двух показателей? Прежде, когда средние части Гренландии и Антарктики оставались недоступными непосредственному исследователю, делались фантастические оценки наклона поверхности современных ледниковых покровов. Кроль считал мощность антарктического ледникового покрова равной около 40 км (24 мили) только потому, что считал уклон поверхности очень большим, не менее чем 1°. Последующими исследованиями Гренландии и Антарктики получены цифры несравненно меньшие. Высота Южного полюса всего 2760 м. Высшая точка Гренландского ледникового щита имеет отметку в 3150 м. Уклоны поверхности современных ледниковых покровов незначительны.

В Гренландии на 71° с. ш. поверхность имеет следующий уклон: в 400 км от края — 3,2 м на 1 км, в 120 км — 4 м на 1 км, в 82 км — 7,5 м на 1 км и в 62 км — 15 м на 1 км. Мощность в центральной части покрова оказалась равной 1900 м.

Угол наклона ледниковой поверхности не представляет чего-либо постоянного во времени и меняется в зависимости от температуры льда и условий питания. В идеальном случае, в вертикальном разрезе ледниковой толщи, поверхность будет образовывать кривую типа параболы, с более крутым уклоном около края и более пологим ближе к середине покрова (Мейнардус, Meinardus). Но если температура льда близка к 0°, то есть сравнительно высока, его пластичность, следовательно, способность к движению увеличивается и

вертикальный профиль уплощается. В Гренландии (и, вероятно, Антарктике) температура льда до большой глубины очень низкая. Лед же древнего ледникового покрова Европы, спускавшийся в низкие широты, мог иметь более высокую температуру, что способствовало уплощению вертикального профиля. Когда условия питания улучшались, а температура понижалась (во время максимума оледенения), профиль приобретал больший уклон; когда питание ухудшалось, а температура повышалась (в конце оледенения), профиль уплощался (Марков и Благовещенский, 1937).



Рис. 8. Современная конечная морена. Край ледника Шокальского, северный остров Новой Земли (фото Арктического института).

Прикладное значение валунов как строительного и дорожного материала общеизвестно (фундаменты зданий, булыжник для мостовых). В густонаселенных странах валунов на поверхности почти не видно, они выбраны для различных хозяйственных нужд.

В последние годы разработан метод поисков коренных рудных месторождений на основании изучения валунов. В отдельных валунах Финляндской Карелии нашли включения медной руды. Направление шрамов показало, что на небольшом пространстве движение льда было радиальным и валуны образуют конус рассеивания. Если нанести на карту шрамы и отдельные валуны и продолжить направление шрамов в сторону, обратную движению ледника, получится пучок линий, сходящихся в одной точке — к вершине конуса рассеивания. Здесь должно находиться коренное месторождение. Саурамо обнаружил таким способом месторождение меди в Финляндии. Позднее указанный метод был применен Ю. Неструевым в Карельской АССР, где также дал благоприятные результаты.

Конечные морены. В случае приостановки отодвигания края ледника, моренный материал отлагается у края ледника все в одной и той же полосе, почему образует вал *конечной морены накопления*,

размер которого тем больше, чем длительнее остановка (рис. 8). Таково элементарное представление об образовании конечных морен.

Если идет непрерывное отступление ледникового края, морена тассеивается в направлении отступления и образование вала конечной морены не происходит.

Изучение расположения морен позволяет установить основные стадии приостановки убывающего ледникового покрова и основные извилины края ледника.

Небольшие морены отступления, достигающие высоты всего 1—2 м и расположенные через небольшие промежутки в 10—300 м, называют *голичными* моренами (рис. 9). Делают допущение, что промежутков времени между отложениями двух соседних морен равен году, расстояние между ними отвечает величине годичного убывания ледникового покрова, а накопление моренного материала происходило в течение зимней половины года, когда убывание ледникового покрова приостанавливалось вследствие замедленного таяния.

Морены Сальпаусельке¹. Так называют три моренные гряды южной Финляндии, из которых две южные выражены вполне отчетливо, третья же — северная — гораздо слабее. Это одна из самых больших известных конечных морен. Различают 1-ю Сальпаусельке (внешнюю, или южную), 2-ю Сальпаусельке и, иногда, 3-ю Сальпаусельке (внутреннюю) (рис. 10). Гряды Сальпаусельке тянутся от юго-западной оконечности Финляндии. 1-я Сальпаусельке начинается в виде мыса, постепенно поднимающегося из-под уровня Финского залива у г. Ганге. Обе гряды окаймляют в виде дуг озерное плато Финляндии. Внешняя гряда является важной географической границей между озерами плато и прибрежной равниной южной Финляндии. Севернее Ладожского озера обе гряды постепенно поворачиваются к северо-востоку и уходят на территорию Карельской АССР, где проходят западнее озера Сегозера. Рельеф Сальпаусельке довольно разнообразен. По Лейвиске (Leiviskä) наблюдается: 1) одна гряда, 2) местами расширяющаяся в плато, 3) параллельные гряды или 4) группы округлых холмов. Первые два типа рельефа наиболее характерны. Там, где Сальпаусельке выражена как гряда, ее поперечный профиль несимметричен: северный (проксимальный) склон круче южного (дистального) и имеет более всхолмленный рельеф. Ширина гряды иногда уменьшается до нескольких десятков метров, порой достигает нескольких сотен метров. Относительная высота — до 80 м (редко). Плато имеет длину до 6—8 км при ширине (измеренной в направлении, перпендикулярном ледниковому краю) до 3 км. Рельеф северо-восточной части Сальпаусельке — на территории Карельской АССР — неправильно холмистый. Гряда местами теряется среди сильно изрезанного коренного рельефа и распадается на отдельные холмы и дельтовые плато.

Большая часть обеих гряд сложена песком, гравием и галькой, обладающими характерной *дельтовой слоистостью*. Слои наклонены в дистальном направлении. С поверхности комплекс наклонных слесв

¹ Слово «Сальпаусельке» составлено из двух: «сальпа» в переводе означает преграда и «сельке» — хребет.

перекрывает горизонтально слоистым песком, гравием и галькой. Верхний комплекс слоев выражен особенно хорошо в разрезах платяной морены, образующий основу гряды. К этой моренной гряде с дистальной стороны прислонены и частью ее перекрывают дельтовые отложения. Морена состоит из отдельных глыб, переслаивающихся с прослойками песка в 0,25—1,0 м толщиной. Слои песка изогнуты, смяты в складки, разбиты трещинами. В общем слои горизонтальны или падают в проксимальную сторону (к леднику). Эта структура морены известна под названием *чешуйчатой* (Schuppenstruktur). *Чешуйчатая*



Рис. 9. Годичные конечные морены у Стокгольма (по Де-Гееру).

структура конечных морен указывает на то, что она образовалась при участии напора ледникового края, а также на изначальное слоистое распространение моренного материала в толще ледника: моренные прослойки чередовались с горизонтами льда, содержащими немного обломков. Слоистый моренный материал после отложения подвергся промерзанию, но при поступательном движении, сохранившемся в толще льда, он был смят и разбит на глыбы. Чешуйчатая структура конечных морен представляет собой как бы слепок («скелет») структуры самого ледника.

Наступание, отступление, остановка ледникового края. Наступанием края ледника называют передвижение его в дистальном направлении, от центра оледенения. Наступание происходит потому, что поступательное движение в толще льда переносит к краю ледника массы льда, превышающие убыль массы под влиянием таяния

раибыль больше убыли). Таким образом, наступание происходит благодаря действительному поступательному движению льда. Употребляемое в этом случае название достаточно точно передает происходящий процесс.

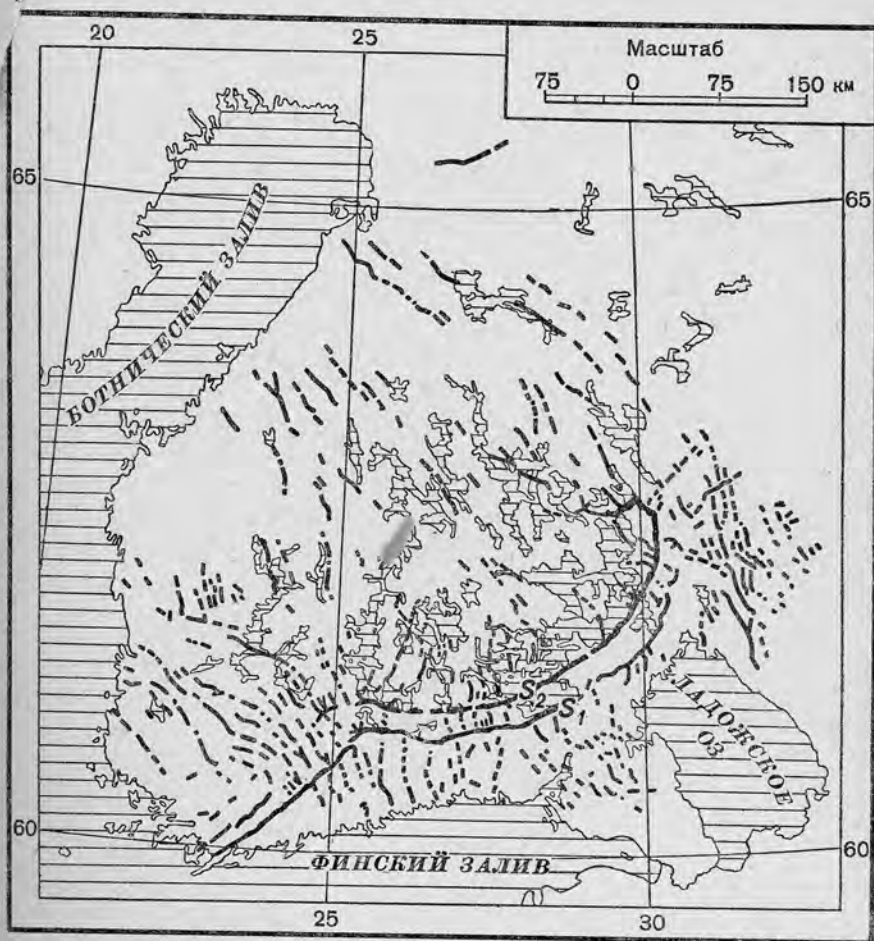


Рис. 10. Озы и конечные морены Сальпаусельке в Финляндии (из Дэли).
 S_1 и S_2 — 1-я и 2-я морены отступления Сальпаусельке.

Отступанием края ледника называют передвижение его в проксимальном направлении к центру оледенения. Отступление происходит несмотря на продолжающееся поступательное движение в толще льда, потому что это движение не в состоянии перенести к краю ледника массы льда, достаточно большие, чтобы уравновесить убыль массы под влиянием таяния (прибыль меньше убыли). Употребляемое в этом случае название создает неверное представление о существовании обратного тока льда.

Остановкой края ледника называют неподвижное положение края, установившееся под влиянием временного равенства масс льда,

притекающих к ледниковому краю, с массаами, теряемыми в результате таяния¹. Поступательное движение в толще льда сохраняется, и слово «остановка» создает неверное представление об отсутствии этого движения. Во время остановок края ледника образуются насыпные и напорные конечные морены. Для образования напорных конечных морен нет необходимости предполагать наступание края ледника, как это часто делают.



Рис. 11. Оз Талварви в средней Финляндии (по Таннеру).

Озы. Флювиогляциальные (ледниково-речные) формы рельефа и отложения образованы текучими ледниковыми водами. Посредством ледниковых вод, косвенно, они связаны с ледниковым покровом.

Большинство флювиогляциальных форм рельефа Балтийского щита — аккумулятивные, представленные *озами*. Эрозионные формы сравнительно редки.

Озы — гряды, вытянутые более или менее перпендикулярно к ледниковому краю, то есть параллельно ледниковым шрамам и направлению движения льда (рис. 11).

Продольные озы рассеяны на территории всего Балтийского щита. Они достигают длины нескольких десятков километров при ширине в десятки — сотни метров и высоте в 5—20 (и до 80—90) м. Поперечный профиль оза более или менее симметричен. Линия гребня волниста. Нередко оз, даже на коротком протяжении, распадается

¹ Такое состояние края ледника мыслимо только в теории. В действительности незначительные колебания края происходили и происходят непрерывно.

на отдельные четки — холмы. Такие холмы называют озовыми центрами. Слоистость в озах диагональная, а крупные пачки слоев часто изогнуты параллельно поверхности оза. Озы сложены песчаным или гравийно-галечным материалом. Озовые центры характеризуются более крупным материалом, чем промежутки между ними.

Происхождение озов. Де-Геер (de Geer) — автор *дельтовой* теории происхождения озов: каждый озовый центр является дельтой ледникового потока, отложившейся у ледникового края, где ледниковый поток выходил на земную поверхность из-под толщи льда. *Гидростатическое* давление, действовавшее в ледниковом потоке, пока он протекал в ледниковом тоннеле, здесь прекращалось, и способность переноса взвешенного материала — гальки и песка — резко уменьшалась. Происходила аккумуляция песка и галечника. Если край ледника отодвигался вследствие убывания ледникового покрова, устье ледникового потока из года в год передвигалось в направлении перемещения ледникового края. Каждая дельта аккумуляровалась на некотором расстоянии (50—300 м) в *проксимальном* направлении от старой дельты, иногда примыкая к ней вплотную. Серия четковидно расположенных дельт могла сливаться в сплошную или прерывистую гряду продольного оза. Продольный оз, согласно дельтовой теории, образуется в условиях убывающего ледникового покрова. Дельты выражены лучше, если они отлагались в приледниковом озере, омывавшем край ледника.

В последние годы хорошо изучены озы финляндской Лапландии (Таннер). Здесь установлено наземное (супрааквальное) происхождение многих озов. Действительно, часто озы вложены в речные долины или залегают на поверхности, которая оглажена и изрезана небольшими эрозионными ложбинами. Форма озов очень разнообразна: гряды, отдельные группы холмов дельты, гравийно-галечные террасы на склонах долин. По мнению Таннера, озы образуются не из отдельных дельт и являются отложениями не устья, а самого русла ледникового потока на всем его протяжении. Эту теорию можно назвать *русловой*. В пользу такого объяснения говорит непрерывный характер многих озов и их извилины, напоминающие меандры реки. Потоки, отлагавшие озы, текли *внутри ледниковой толщи* (внутриледниковые тоннели) или под ее основанием (подледниковые тоннели), и тогда озы являются как бы слепками ледниковых тоннелей. Большое значение имели также *наледниковые* потоки, отлагавшие песок, гравий, гальку в рывтине, промытой на поверхности льда (активная фаза образования оза). Потом лед таял, и полоса флювиогляциального материала постепенно оседала на морену или кристаллические породы (пассивная фаза). Оз мог быть отложен и *краевым* ледниковым потоком, обтекавшим край ледника. Поэтому озы иногда располагаются на склонах тех понижений, в которых дольше сохраняется лед, и принимают характер террас.

Озерно-ледниковые отложения типичнее всего представлены *ленточными отложениями*. Ленточные отложения могут быть песками, илами, глинами. Наиболее характерная черта — отчетливая слоистость. Повторяются слои двух типов. Более глинистые тонкие и темные слои напоминают друг друга и отличаются от более песчаных,

толстых и светлых слоев. Первые называются *зимними*, вторые — *летними* слоями. Летний и вышележащий зимний слой в сумме составляют так называемую *ленту*. Каждая лента сохраняет присущие ей черты (относительную мощность, механический состав, окраску)

с исключительным постоянством. Характерную ленту, замеченную в данном разрезе, можно легко отличить от ряда остальных в другом разрезе, удаленном от первого даже на многие километры (до десяти и более километров) (рис. 12).

Ленточные отложения распространены чрезвычайно широко, особенно на периферии Балтийского щита. Почти сплошного распространения и большой мощности (25—30 метров) они достигают в юго-западной Финляндии. В Заонежье и на западном берегу Онежского озера они залегают буквально в каждом понижении и достигают мощности 2—3 м. Большая площадь ленточных глин простирается в низовьях р. Шуи в 10 км севернее Петрозаводска и в окрестностях Ленинграда, где мощность ленточной толщи достигает 15 м. В повышенных районах распространение ленточных отложений прерывистее, а состав — песчане. Слоистые ленточные отложения сменяются в юго-западной Финляндии неясно слоистыми глинами. Последние являются морской фацией ленточных отложений.

Ленточные отложения представляют основной вид сырья кирпичной промышленности.

Образование ленточных отложений было истолковано Де-Геером еще около 50 лет назад. Представим себе приледниковое озеро, в которое впадают ледниковые (преимущественно подледниковые) потоки. Теряя

свою живую силу, они отлагают флювиогляциальные дельты (см. выше). Грубый материал осаждается, но мелкий выносится в озеро и оседает сравнительно медленно и на большом расстоянии от края ледника. Лед в летний период года тает сильнее, и сила ледниковых потоков велика. В озеро вносится значительно больше взвешенного материала, чем зимой, и этот материал грубее. Осаждение летней ледниковой мути на дне озера будет происходить в течение летней половины года. Образуется слой сравнительно пес-

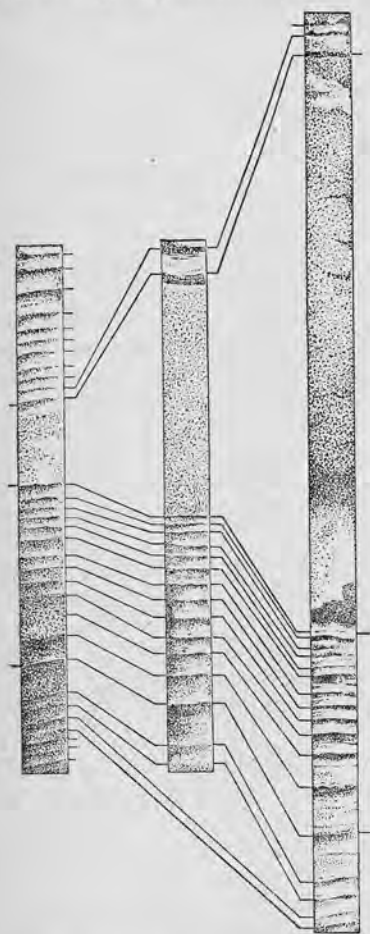


Рис. 12. Сопоставление ленточных отложений из разных разрезов, удаленных один от другого на расстояние до 40 км. Низовья р. Луги.

чаного осадка — летний слой. Зимой принос новых порций мути уменьшается, и заканчивается осаждение летней мути, которая не успела осадиться летом благодаря исключительно тонкому механическому составу. Образуется тонкая глинистая пленка зимнего слоя. Вместе с летним слоем он образует годичный осадок — ленту. Весной следующего года события повторяются с начала. Образуется новый летний слой, на нем — зимний слой и т. д.

Геохронологический метод, разработанный Де-Геером, является одним из самых блестящих завоеваний методики изучения

четвертичных отложений. Целью геохронологического метода является абсолютное геологическое летоисчисление и решение следующих частных задач: где лежал край ледника в отдельные годы абсолютного летоисчисления; какие изгибы образовал край; как велика была скорость годичного отодвигания края ледника; в течение скольких лет покров льда стоял в данном районе, например в Карелии; какова была продолжительность остановок края ледника, то есть сколько лет аккумуляровались отдельные гряды Сальпаусельке. Наконец, геохронологический метод дает возможность

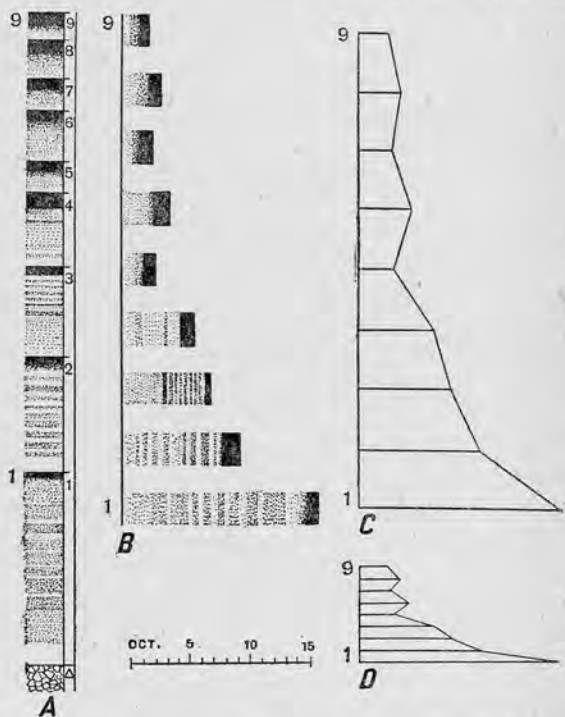


Рис. 13. Применение геохронологического метода. Способ составления диаграммы (по Де-Гееру).

определить абсолютную продолжительность изменений климата, растительности, отдельных водных бассейнов, доисторических культур. Принцип применения геохронологического метода заключается в следующем: ленточные осадки отлагались уже на другой год после исчезновения ледникового покрова на данном участке дна приледникового озера. Поэтому, если в разрезе А лент больше, чем в В, и эти ленты лежат стратиграфически ниже нижней ленты разреза В, это значит, что край ледника оставил точку А ранее точки В на число лет, равное «избыточному» числу лент в точке А. Точное соотношение возраста отдельных лент — так называемая «коннекция» разрезов — определяется сравнением характерных лент обоих разрезов и установлением их идентичности. Практически это делается так: бумажная полоса

вертикально натягивается на стенке обнажения. Карандашом наносятся границы отдельных лент. Затем строится диаграмма мощности лент, как показано на рисунке (рис. 13). Коннекция устанавливается при помощи сличения диаграммы.

Для сравнения нужно выбирать разрезы, расположенные в направлении убывания ледникового края (более или менее параллельно продольным озам и шрамам). Тогда, если мы знаем: 1) сколько лет край ледника отодвигался от точки *A* к *B* и 2) каково расстояние между точками, — мы простым вычислением определим скорость *годового* отодвигания края ледника: делим расстояние на время. Например, расстояние от точки *A* до *B* — 20 км, или 20 тыс м, край ледника отступал от *A* и *B* в течение 100 лет. Отсюда скорость годового отступления края ледника равна $20\ 000 : 100 = 200$ м.

Устанавливая хронологические соотношения целой серии разрезов, можно указанным способом определить продолжительность стаивания ледникового покрова на большой территории.

Результаты геохронологических исследований. Исследования, начатые в восьмидесятых годах прошлого столетия в Швеции Де-Геером и его помощниками, дали законченные результаты уже к концу первого десятилетия нашего века. Позднее они были продолжены в Финляндии С а у р а м о. Изучение ленточных отложений в дельтах рек и на дне озера Рагунда (северная Швеция), где ленты продолжали осаждаться до конца XVIII в. (1794 г.), когда озеро было спущено, позволили связать выработанную геохронологическую шкалу с нашим летоисчислением.

Геохронологические исследования производились в окрестностях Ленинграда и южной части Карельской АССР, где также дали довольно благоприятные результаты.

Де-Геер на основании геохронологических исследований делит позднечетвертичную историю Швеции на *позднеледниковую* и *последнеледниковую* эпохи. Первую он разделяет на субэпохи: *данигляциальную* (от имени Дании), *готигляциальную* (от имени Готии, старого названия южной Швеции) и *финигляциальную* (в переводе — конечно-ледниковую).

Положение края ледника в начале каждого указанного отрезка времени было следующим (рис. 14):

Данигляциальная субэпоха — максимальная граница последнего оледенения (?).

Готигляциальная субэпоха — линия Померанских — Валдайских конечных морен.

Финигляциальная субэпоха — линия гряды 2-й Сальпаусельке.

Последнеледниковая эпоха — ледниковый покров существует уже только в Швеции и Норвегии; он распадается на два самостоятельных меньших покрова (переход к местному оледенению.)

Продолжительность данигляциальной субэпохи остается неизвестной. С того момента, как край ледника проходил через южную Швецию, прошло около 13 500 лет. Продолжительность всего готигляциального периода — около 7500 лет, но в точности она еще не установлена. Для финигляциальной субэпохи Де-Геер получил цифру в 1073 года, но другие авторы указывают, что эту цифру нужно увели-

чить почти вдвое. Продолжительность послеледниковой эпохи примерно 8000 лет.

Годичная скорость отступления ледникового края вначале (в готигляциальное время) была очень мала. Медленное отступление сменя-

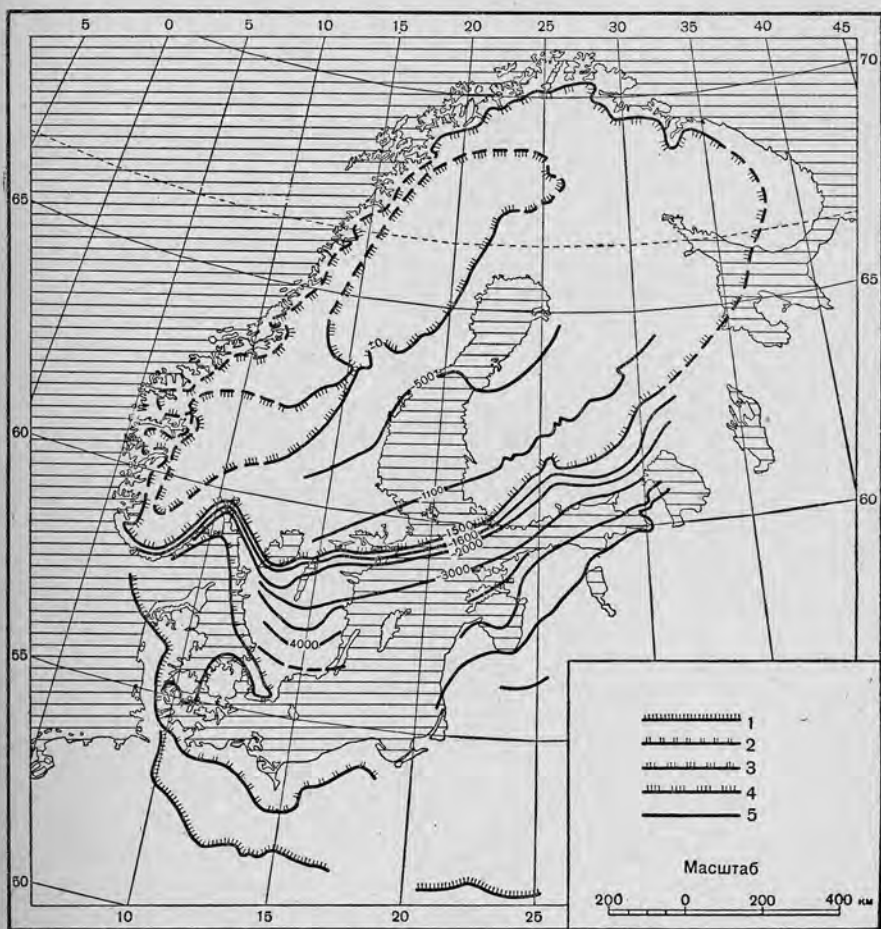


Рис. 14. Убывание оледенения в северной Европе (по Саурамо).

Положение края ледника в начале данигляциального (1), готигляциального (?), финигляциального (3) и послеледникового (4) периодов. Положение края ледника через определенное число лет перед началом послеледниковой периода (5) показано цифрами.

лось остановками ледникового края (образование гряд Сальпаусельке). Позднее ледник стал сокращаться быстрее, в финигляциальное время со скоростью 300—400 м в год.

Продолжительность образования морен Сальпаусельке: 225 лет—внешняя, 183 года — внутренняя гряда.

В окрестностях Ленинграда край ледника образовал язык, вдававшийся (в готигляциальное время) к востоку, вдоль Приневского

понижения. Язык ставал исключительно быстро, со скоростью до 450 м в год. Территория Ленинграда была оставлена краем ледника около 12 тыс. лет назад. В Онежскую котловину ледник вдавался в виде довольно широкой лопасти. От острова Климцецкого до Медвежьей горы он отступал в течение 800 лет. У последнего пункта произошла остановка края ледника.

Геохронологический метод Д е - Г е е р а является точнейшим из всех хронологических методов геологии. Им с успехом пользуются в настоящее время в Северной Америке. Имеются возможности дальнейшего применения этого метода и в Советском Союзе.

История послеледникового времени.

Методы изучения. Послеледниковые отложения содержат палеонтологические остатки: моллюски, остатки наземной и водной высшей флоры, кремневые скелеты одноклеточных диатомовых водорослей, пыльцу древесных пород (рис. 15).

Изучение моллюсков имеет наибольшее значение для районов, тяготеющих к океану (и Баренцову морю). Метод сбора и определения моллюсков не представляет в геологии чего-либо нового.

Растительные остатки, в виде отдельных включений или прослоев торфа, характеризуют районы, которые испытывали попеременно трансгрессию и регрессию (накопление растительных остатков). При изучении растительных остатков берут возможно большие образцы, кипятят их в слабом растворе щелочи для размягчения, промывают в специальных ситах в целях удаления разложившегося органического вещества, после чего остающееся содержимое сит, как то: семена, куски коры, древесины, листья мхов и т. д., определяют при помощи лупы или под микроскопом.

Микроскопические статистические методы определения пыльцы древесных пород и диатомовых применяются особенно широко.

Принцип применения этих методов следующий: из обнажения или скважины берется *вертикальная серия* образцов. В каждом образце определяют пыльцу древесных пород и диатомовых. Пыльцевый метод разработан шведским торфоведем Постом (L. v. Post) в 1916 г. Определяется пыльца: березы, сосны, ивы, ольхи, дуба, вяза (пыльцу трех последних пород, вместе взятую, называют пыльцой *смешанного дубового леса*), лещины, ели (рис. 16). В более западных районах находят пыльцу бука и граба, в восточных — пыльцу лиственницы, кедра, пихты. В каждом образце считают в среднем 100—200 пыльцевых зерен и количество пыльцы каждой породы выражают в процентах от суммы. Получают *пыльцевой спектр*. Определение производится последовательно для всех образцов, после чего строят *пыльцевую диаграмму*, то есть наносят процентное содержание пыльцы каждой древесной породы особыми значками для каждого горизонта (образца) и одинаковые значки соединяют линиями (см. рис. 26). Получают ряд кривых, показывающих, как встречаемость различной пыльцы меняется в разных горизонтах. Это дает возможность судить об изменениях состава лесов и, следовательно, об изменении климата. Таким же примерно образом идет определение диатомовых, причем *строятся диаграммы диатомовых* (рис. 17). По ним можно видеть, что в одних

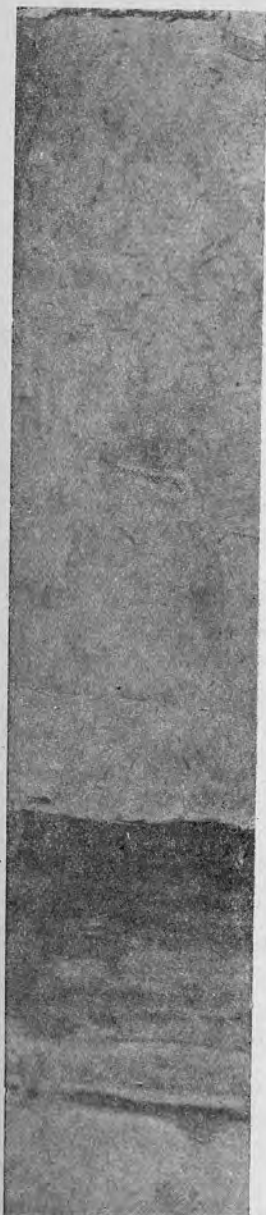


Рис. 15. Характер последниковых отложений. Разрез в низовьях р. Луги.

Вверху — литорицовая гиттия, ниже — торф, внизу — аммонитовый песок.

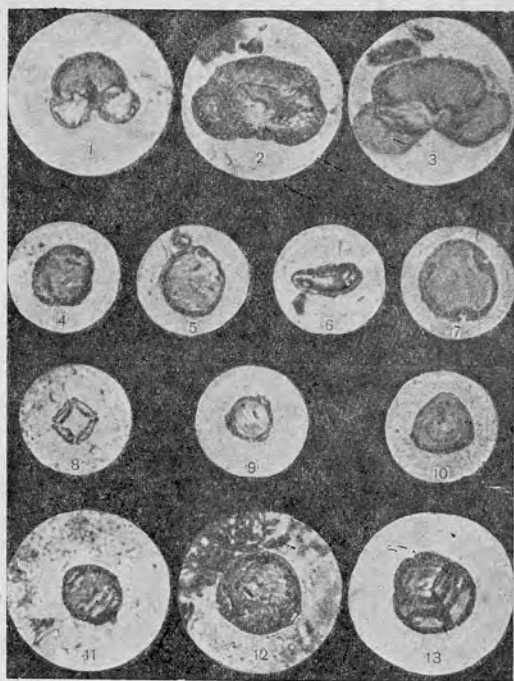


Рис. 16. Пыльца древесных пород:
1 — сосна, 2 — ель, 3 — пихта, 4 — дуб, 5 — вяз,
6 - 7 — липа, 8 — ольха, 9 — береза, 10 — орешник,
11-12 — бук, 13 — вересковые.

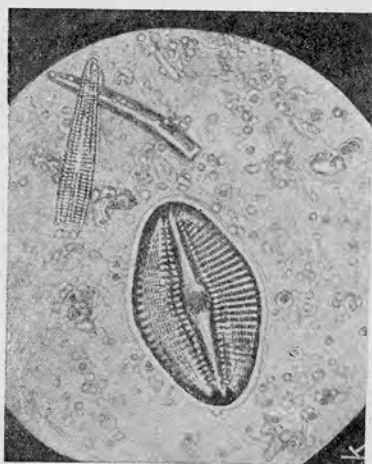


Рис. 17. Солоноводная диатомовая *Diploneis Smithii* (по Порецкому).

1) Рисунок 18 представляет разрез ленточных отложений района Колпино (в 25 км к юго-востоку от Ленинграда). В верхней части разреза ленточные отложения делаются неправильно-слоистыми, песчанистыми. Начинают попадаться остатки наземной флоры. То и другое указывает на обмеление приледникового озера. Остатки принадлежат очень характерным растениям: полярным ивам (*Salix polaris* и т. д.), карликовой березе (*Betula nana*), куропаточьей траве (*Dryas octopetala*). На основании характера ископаемой флоры можно сделать заключение о суровых климатических условиях, напоминаящих арктические. Диатомовых в разрезе почти нет, но встречается пыльца березы, сосны и в меньшем количестве — ели, ивы и ольхи, то есть сравнительно холодостойких древесных пород. Встречена также кора и древесина ели. Следовательно, близ края ледника была не тундра, а лесотундра. Приледниковое озеро постепенно мелело.

2) На том же рисунке 18 изображен второй разрез, расположенный в 3 км к югу от поселка Лигово (в 25 км к западу от Ленинграда). Последовательность слоев снизу: морена — песок — глина — торф — глина — песок. Выше морены залегают два горизонта водных отложений, разделенные прослоем мохового (типа гипнового) торфа. Следовательно, местность была дважды под водой и испытала осушение в промежутке. Оба слоя содержат диатомовые, главным образом пресноводные. Состав торфа указывает на условия климата более мягкие, чем при отложении слоев в предыдущем разрезе, но еще без признаков значительного потепления. В пыльцевой диаграмме преобладает попрежнему пыльца сосны и березы. Пыльцы ели больше, чем в предыдущем разрезе. Этот период даже называют периодом нижнего максимума ели. Много пыльцы ивы и ольхи. В другом разрезе в этом же слое встречено много пыльцы широколиственных пород, что указывает на потепление. Последовательность слоев вносит важное дополнение в наши представления о приледниковом озере (см. описание предыдущего разреза): приледниковое озеро несколько регрессировало, но потом несколько трансгрессировало, после чего произошла окончательная регрессия озера.

3) Лахтинское болото (в 9 км к северо-западу от Ленинграда). Третий разрез, как показывает рисунок 18, имеет большую мощность и сложное чередование слоев. На песчанистой глине (а) лежит торфянистая прослойка (в), затем большая толща глины (с), торф (d), песчанистая глина (е) и, наконец, торф (f), образующий современную поверхность болота. Диатомовые встречены всюду, причем в песчанистой глине а и в глине е преобладают диатомовые пресноводные. В торфянистой прослойке в и в песчанистой глине е, напротив, много солоноводных диатомовых, то есть разрез включает отложения двух озерных бассейнов и двух морских. Пыльцевой спектр нижнего слоя а примерно тот же, что в двух предыдущих разрезах (период нижнего максимума ели). Это отложение приледникового озера. Морской слой в содержит главным образом пыльцу березы. «Березовый» период характеризует субарктические условия климата Фенно-Скандии — время Кольдиевого моря. Слой в оказывается отложением последнего. Слой с характеризуется внизу березовым, вверху сосновым периодом. Период сосны носит также название бореального периода и совпа-

дает со временем Анцилового озера. Слой *e* внизу содержит много ольхи и примесь пыльцы смешанного дубового леса. Содержание той и другой кверху убывает. Это период смешанного дубового леса, носящий название *атлантического* и совпадающий с временем существования *Литоринового* моря, отложением которого является слой *e*. Выше начинается вторичное распространение пыльцы ели.

Время ели (его первая половина) в окрестностях Ленинграда характеризует *суббореальный* период, совпадающий с позднелиториновой стадией Балтики. Ель достигает максимального развития в верхнем торфе. Этот период носит название *субатлантического*. Пыльца теплолюбивых пород встречается меньше.

Мы установили, что в окрестностях Ленинграда сменялись следующие бассейны: 1) *приледниковое озеро*, которое в дальнейшем будем называть Балтийским приледниковым озером, 2) *Мольдиево море*, 3) *Анцилово озеро* и 4) *Литоринное море*. Это четыре основные стадии эволюции Балтийского моря.

Кроме того, пыльцевые диаграммы позволили выделить следующие периоды развития лесов и эволюции климата: *арктический, субарктический, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический*.

Последнее деление было предложено в середине XIX в. Б л и т т о м (Blytt) и переработано позднее С е р н а н д е р о м (Sernander).

Климат. Пыльцевые диаграммы определенно указывают, что в субарктическое и — вторично — в бореальное время климат заметно теплеет. Потепление достигает максимума в атлантическое время и сменяется похолоданием на границе суббореального и субатлантического периодов. Поэтому отрезок времени, вмещающий бореальный, атлантический и суббореальный периоды, носит название *теплого послеледникового времени*, а атлантический период называют *временем послеледникового климатического оптимума*. В атлантических и суббореальных слоях находят остатки вымерших в настоящее время в этих местах растений: водяной орех (*Trapa natans*), семена кувшинок наяд (*Najas marina*). Граница распространения этих растений и ряда теплолюбивых древесных пород сдвинулась к северу. Граница современного обитания водяного ореха проходит в настоящее время южнее Москвы и через южную часть Латвии. Водяной орех требует для своего прорастания температуру июля не ниже 18° (сейчас в Ленинграде +16°). Во время послеледникового оптимума граница сдвинулась на север от Финского залива и почти достигала 62° с. ш. в Финляндии. Граница лещины (*Corylus avellana*) передвинулась на 2° к северу и т. д. Средняя летняя температура поднялась примерно на 2° по отношению к современной.

Субатлантическое время носит еще название *времени послеледникового ухудшения климата*. В современный нам период, в последние десятилетия, опять наблюдается значительное потепление.

Другим важным признаком изменения климата является изменение в распределении влаги в различные периоды Б л и т т а — С е р н а н д е р а. На чередование сухих периодов с влажными указывает строение торфяных залежей, именно присутствие *пограничного горизонта торфяников* в суббореальном слое торфа. Это

слой хорошо разложившегося, большей частью сосново-кустарникового или пушицевого торфа с крупными пнями сосны. Образование пограничного горизонта связывают с обсыханием поверхности торфяников и их зарастанием (частичным) лесом. Во всех торфяниках этот слой считают синхроничным. Многие озера в борейальное и суббореальное время стали бессточными и даже начали осолоняться. В атлантическое и субатлантическое время, напротив, уровень озер был относительно высок.

Связь суббореального пограничного горизонта с сухим климатом, считавшаяся еще недавно незыблемой, в последние годы начинает оспариваться. Доказано, что сейчас торфообразование идет и в довольно сухом климате Татарской Республики, а субатлантический торф пронизан своими «пограничными» горизонтами (Д. Герасимов, 1924). В суббореальное время в Западной Европе расселяется такая влаголюбивая порода, как бук. Найдены другие способы объяснения пограничных горизонтов. По Гранланду, это «поверхности возвратного развития» (Rekurenzflächen), и происхождение их следующее. Торфяник растет до тех пор, пока выпуклость его не делается столь значительной, что дальнейший рост приостанавливается и поверхность несколько обсыхает. Образуется пограничный горизонт, или поверхность возвратного развития. Но *возрастающая* влажность климата приводит к дальнейшему росту торфяника — до новой остановки. Таким образом, торфяник развивается скачками в условиях *увеличивающейся влажности климата* в суббореальное время.

Древние береговые линии. Изучение стратиграфии послеледниковых отложений, как это указывалось выше, позволяет установить основные стадии изменения солености Балтийского моря. Но мы не можем получить таким путем вполне наглядного представления о Балтийском море, так как не знаем, как менялись его размеры и очертания. Эта задача решается при помощи изучения древних береговых линий.

Ландшафты районов, которые с тем не покрывались водами озер и морей, и тех, которые покрывались ими, — различные. Первые имеют возвышенности с моренным чехлом; населенные пункты лежат на возвышенностях (рис. 19), у вторых — возвышенности представляют голые скалы, так как моренный чехол смыт; населенные пункты, хозяйственные угодья лежат в понижениях. Первые районы называют супрааквальными, вторые — субаквальными. Граница, до которой поднимался наивысший уровень водоемов, носит название *высшей границы*. Высшая граница чаще всего образована берегом приледниковых озер. Эти озера, возникшие вследствие подпора со стороны ледникового края, исчезали в разное время, чуть только подпор переставал существовать. Поэтому высшая береговая линия в разных точках может иметь различный возраст. Такие береговые линии Рамзай (Ramsay, 1924) назвал *метакронными*.

Ландшафтные различия, указанные выше, дают общую ориентировку исследователю. Если на основании их мы убеждаемся, что находимся в субаквальном районе, то приступаем к изучению береговых линий.

Форма береговых линий бывает выражена в виде: 1) абразионного уступа (форма размыва) или 2) различных форм накопления — дельт (озовые плато), береговых валов, кос, пересыпей и т. д. (рис. 20).



Рис. 19. Субаквальный (вверху) и супрааквальный (внизу) ландшафты Балтийского щита (по Саурамо).

Одни формы переходят в другие. Высота бассейна отвечает высоте подошвы абразионного уступа и берегового вала. Береговые валы имеют вид узких и невысоких (1—2 м) песчаных или галечных гряд.

Иногда береговая линия выражена в виде полосы голых скал, с которых до известной высоты нанос был смыт.

Если возраст древней береговой линии в различных ее точках одинаковый, ее называют *синхронной* (Р а м з а й).

Изостатические процессы. Каждая древняя береговая линия во время своего образования лежала на уровне водоема. Поверхность, мысленно проведенная через любую древнюю береговую линию в периоде образования, представляет собой горизонтальную плоскость. Процессы последующего поднятия суши привели к деформации горизонтальных плоскостей береговых линий. Они большей частью оказались приподнятыми над уровнем водоема, реже погруженными ниже уровня водоема и при этом искривленными. Движения, нарушившие первоначальное положение береговой линии относительно уровня водоема, можно разбить на три группы: *изостатические, эвстатические и тектонические.*

Теория изостаза объясняет высокое положение древних береговых линий следующим образом. Ледниковый покров своей тяжестью вдавил земную кору на некоторую глубину, заставив ее прогнуться. По мере таяния ледникового покрова происходила разгрузка земной коры от давившей на нее тяжести, ее выпрямление — изостатическое компенсационное поднятие. Поднятие было больше там, где раньше больше было опускание, то есть поблизости от центра ледникового покрова. Здесь любую древнюю береговую линию мы находим на особенно большой высоте над уровнем моря.

Изобазы. Чтобы представить наглядную форму деформации горизонтальной плоскости береговой линии, соединяют линиями те точки древней береговой линии, которые имеют в настоящее время одинаковую высотную отметку. Такие линии носят название *изобаз*. Говорят: 50-метровая Иольдиевая изобаза, нулевая Литориновая изобаза и т. д. На карте (см. рис. 22) проведены изобазы Балтийского ледникового озера, Иольдиевого моря, Анцилового озера и Литоринового моря. Высота изобаз на всех картах равномерно возрастает с приближением к северной части Ботнического залива, и изобазы представляют систему концентрических линий, охватывающих центр поднятия, расположенный над северной частью Ботнического залива. Литосфера в результате поднятия испытала куполообразное вздутие. Купола указывают, какова была величина наибольшего поднятия за время после образования каждой береговой линии. Например, со времени Балтийского ледникового озера северный берег Ботнического залива поднялся на 350 м, Финского залива — на 150 м (рис. 22), а со времени Литоринового моря — всего на 30—40 м. Для Ленинграда соответствующие цифры будут примерно 40 и 10 м.

Полную величину поднятия центральной части Балтийского залива Г а н н е р определяет даже в 1000 м. Сейчас поднятие еще продолжается, то есть прежнее положение литосферы еще не восстановилось. Поднятие достигает в северной Швеции скорости 1 см в год, в Стокгольме 0,45 см в год; Ленинград находится на нулевой изобазе современного поднятия.

Эти расчеты исходят из предположения, что в течение всей

поздне- и послеледниковой истории Фенно-Скандии уровень океана и соединившихся с ней морей оставался постоянным. В действительности уровень океана испытывал значительные колебания.

Эвстатические колебания уровня океана. С наступлением ледникового периода круговорот влаги в атмосфере нарушился. Все больший процент осадков выпадал в твердом виде. Твердые осадки осаждались на континентах и не возвращались в океан. Таким образом, влага, терявшаяся океаном в результате испарения, отнималась от него на многие тысячи лет и накапливалась на материках в виде ледниковых покровов. Приходо-расходный баланс влаги



Рис. 20. Береговые валы и абразионные уступы. Остров Кильдин.

океана нарушался, уровень его должен был упасть и достигнуть наиболее низкого положения во время максимума оледенения. По мере убывания ледниковых покровов баланс океана нарушался в обратную сторону. Океан получал ежегодно не только ту влагу, которую испарял, но и массы талых вод.

Эвстатическими — в применении к Балтийскому морю — называют колебания уровня океана, зависящие от изменения количества воды в мировом океане.

После максимума последнего оледенения во время таяния льдов должно было происходить более или менее непрерывное эвстатическое поднятие уровня океана. Величину этого поднятия можно подсчитать следующим образом.

Объем льдов последнего оледенения Д э л и (Daly) оценивает в 34,3 млн. км³. При полном растаивании этот объем льда должен был дать более 30 млн. км³ воды. Если распределить этот объем

воды равномерно на поверхности мирового океана (360 млн. км²), получим слой воды около 85 м толщиной. На эту высоту уровень океана должен был повыситься после максимума оледенения.

Для сравнения приводим такие подсчеты:

Площадь современного оледенения — около 16 млн. км², а объем — 20,9 млн. км³. Если растопить все современные льды, уровень мирового океана поднимется на 50 м; таяние льдов Гренландии поднимет уровень океана на 8 м.

Изостатический и эвстатический компоненты. Предположим, что береговая линия в какой-либо точке имеет абсолютную высоту в 100 м. Как объяснить ее высотное положение: изостатическим поднятием суши, эвстатическим опусканием уровня моря или, что вероятнее, — равнодействующей обоих движений — эвстатического и изостатического?

В последнее время считают, что после отступления ледника оба движения имели положительный знак, но относительная быстрота поднятия суши и моря была различной. Когда поднятие суши обгоняло поднятие уровня моря, происходила регрессия: изостатический компонент преобладал над эвстатическим. В обратном случае говорят о преобладании эвстатического компонента, вызывавшего трансгрессию. Изостатический компонент устойчиво преобладал в центральной области Балтийского щита, которая поднималась быстрее. В периферической области поднятие шло медленнее, и борьба изостатического и эвстатического компонентов приводила к чередованию регрессий и трансгрессий моря с преобладанием вторых над первыми. Это лучше всего установлено для Ленинграда и Архангельска. В окрестностях Ленинграда уровень каждой более молодой трансгрессии был выше уровня предыдущей. Выше всего был уровень Литориновой трансгрессии. Она затопила следы более ранних трансгрессий Анциловой и Иольдиевой. Здесь наблюдается такая закономерность: по мере того как климат теплеет, льды тают и океан все более и более наполняется. Чем ближе к нашему времени, тем уровень его выше. Колебания суши слабы и не вызывают резкого нарушения в ходе этого явления.



Рис. 21. Эвстатический (э) и изостатический (и) компоненты (по Рамзаю).

По времени эти соотношения колебались в зависимости от климата: периоды резкого потепления (быстрого таяния льда) вызывали перевес эвстатического компонента и создавали предпосылки для трансгрессий. В промежутках условия благоприятствовали регрессии моря.

Представим себе на рисунке 21 точку А, находившуюся в начале позднеледникового периода на уровне моря. По оси абсцисс отложено время, по оси ординат — метры. Линия *и* — кривая изостатического поднятия суши, линия *э* — кривая эвстатического поднятия уровня океана. Чем поднятие быстрее, тем положение обеих кривых круче. Они пересекаются друг с другом. Отрезки времени, когда кривая *и* — *и* располагается под кривой *э* — *э*, означают трансгрессию, обратное расположение кривых — регрессию моря.

Поздне- и послеледниковая история Балтийского моря. Теперь резюмируем данные по истории Балтики в поздне- и послеледниковое время.

Балтийское ледниковое озеро (рис. 22) заняло всю южную половину Балтики с Финским заливом и Ладожским озером. Севернее располагался ледниковый покров. Озеро имело сток в океан через долину р. Панта в средней Швеции (к югу от горы Биллинген), через датские проливы, а возможно, стекало в Белое море близ Кандалакши. Уровень его немного опустился, пока край ледника отступал к гряде 2-й Сальпаусельке. Отсюда край ледника вновь продвинулся до 1-й Сальпаусельке. Озеро трансгрессировало (верхний слой отложений в разрезе у Лигово). Когда край вновь начал отступать, он освободил в средней Швеции такую глубокую депрессию (севернее горы Биллинген), что воды озера стремительно прорвались в океан, а воды океана проникли в Балтийскую котловину. Уровень озера сравнялся с уровнем океана, который был тогда ниже современного. Балтика соединилась с океаном широким проливом, проходившим через среднюю Швецию.

Иольдиевое море¹ сменило пресное ледниковое озеро. Море распространялось на север до южной границы Ботнического залива (севернее был ледниковый покров). На восток Иольдиевое море заходило в Ладожскую котловину (через северную часть Карельского перешейка), а в восточную Финляндию — до полярного круга, но к Белому морю не проникало. Южная часть Балтики была выше, чем сейчас, и представляла сушу. В Ленинграде уровень Иольдиевого моря совпадал с современным уровнем Балтийского моря.

Повидимому, и в доиольдиевое время Балтика соединялась с океаном. Океанический берег Фенно-Скандии также испытал трансгрессию, затопившую берег Белого моря и проникшую в Онежское озеро с севера. В это время Белое море могло действительно соединиться с Балтийским морским проливом, проходившим через Онежскую и Ладожскую котловины. Затем следовала заключительная стадия Балтийского ледникового озера и позднее образовалось Иольдиевое море. Кольский полуостров был уже свободен ото льда, кроме, вероятно, Хибин.

¹ Названо так по имени моллюсков, населявших воды этого бассейна.

Анциловое озеро¹. Изостатическое поднятие обнажило дно пролива в средней Швеции, которое поднялось выше уровня океана и обсохло. Балтика стала замкнутым водоемом, опреснившимся и превратившимся в Анциловое озеро. Анциловое

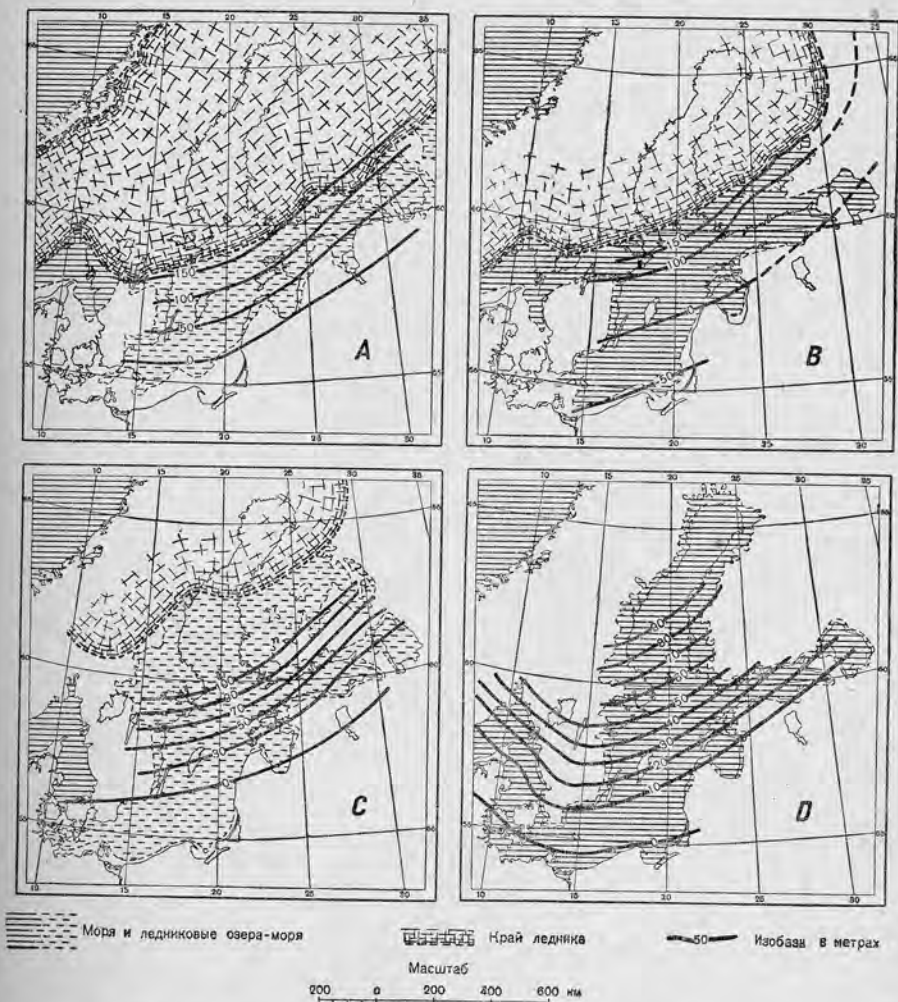


Рис. 22. Стадии развития Балтики (по Саурамо из Дэли):

- A — Балтийское ледниковое озеро.
- B — Йольдиевое море.
- C — Анциловое озеро.
- D — Литориновое море.

озеро захватывало и котловину Ладожского озера. Оно имело сток на запад, через среднюю Швецию и датские проливы.

Литориновое море¹. Происходит быстрое эвстатическое поднятие уровня океана (климатический оптимум, сильное

¹ См. примечание на предыдущей странице.

таяние льдов) и некоторое изостатическое опускание южной Швеции. На месте датских проливов возникает морской рукав, соединяющий океан с Балтийской котловиной. Образуется Литориновое море. В южной части Балтики оно трансгрессирует на берег. Ладожское озеро вновь соединяется с Балтикой (попрежнему через северную часть Карельского перешейка). Уровень Литоринового моря испытывал колебания, в связи с чем различают местами до трех литориновых трансгрессий.

Поздне- и послеледниковая история Баренцова моря была очень подробно изучена Таннером, а в последнее время Полкановым и Горецким. Согласно данным последних двух исследователей, Баренцово море вдавалось длинным фиордом в сушу по р. Туломе (до Нотозера) и р. Коле. На склонах этих долин сохранились прекрасно выраженные морские террасы и отложения с морской фауной. Основные фазы развития Баренцова моря были здесь следующие (по Горецкому):

Морская — послеледниковая трансгрессия.

Пресное ледниковое озеро, существующее более 1000 лет.

Иольдиевое море (Портляндия), отвечающее одноименному в Балтике.

Литориновое море — океаническое (совпадает с Анциловым озером).

Море Фолас¹.

Море Тапес¹ (совпадает с Литориновым морем в Балтике).

Ряд позднейших уровней.

Тектонические процессы. Балтийский щит разбит густой сетью тектонических трещин. Радиальные движения небольшой амплитуды происходили и в течение всего послеледникового времени, особенно в районах менее устойчивой геологической структуры, на окраине Балтийского щита, на Рыбачьем полуострове, где береговые линии, образованные в осадочных отложениях, разбиты сбросами или смяты (рис 23). Борозды на дне озера Имандра тектонического происхождения. Это четвертичные, возможно, послеледниковые сбросы.

Колебания уровня озер. Колебания уровня озер происходили под влиянием неравномерного поднятия литосферы. Различный характер этих колебаний зависел от того, как располагалось место стока озера по отношению к берегам, испытывающим различное поднятие. Можно различать три случая (Верещагин).

1) Сток находится в точке озера, которая испытывает сравнительно медленное поднятие. Уровень озера будет *понижаться* на всей площади озера, но особенно быстро у противоположного берега, который поднимается быстрее всего. Уровень не будет меняться совсем в точке стока (рис. 24).

2) Сток находится в точке озера, которая поднимается сравнительно быстро. Уровень озера будет *повышаться* на всей площади озера, но особенно быстро у противоположного берега, который поднимается медленнее всего. Уровень озера не будет меняться совсем в точке стока.

¹ См. примечание на стр. 50.

3) Промежуточный случай: сток находится в точке, расположенной между особенно быстро и особенно медленно поднимающимися берегами. Уровень озера не будет меняться совсем вдоль линии, соединяющей место стока с точкой противоположного берега.

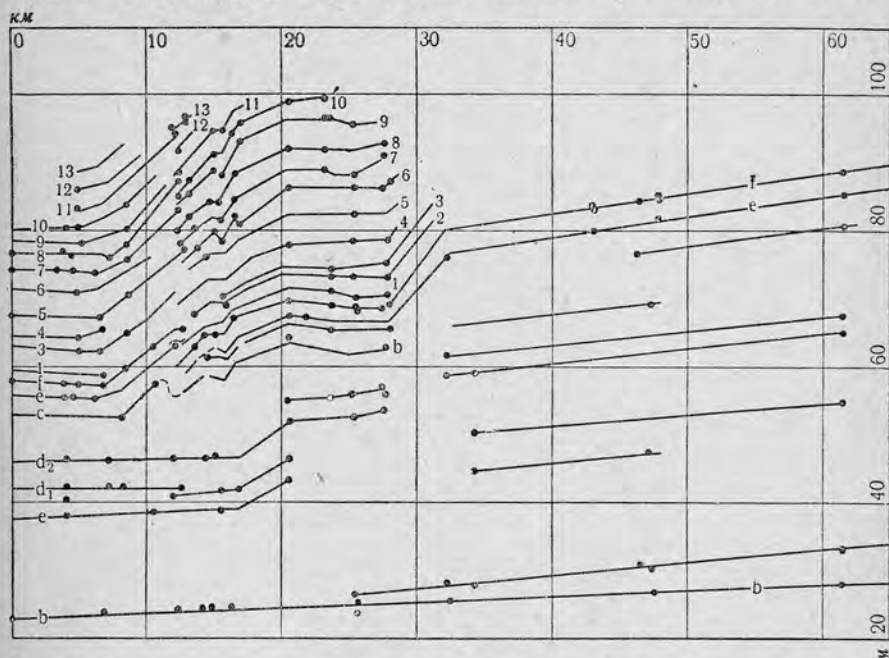


Рис. 23. Тектонические деформации послеледниковых береговых линий вдоль северного берега Скандинавии (по Таннеру из Дэли).

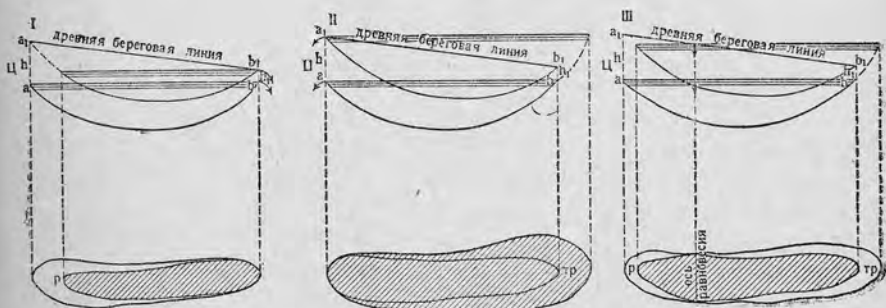


Рис. 24. Колебания уровня озера.

рега, поднимающейся с быстротой, равной скорости поднятия точки стока. Эту линию назовем *осью равновесия* вод озера (Верещагин). Направление оси равновесия параллельно направлению изобазы. По одну сторону от оси равновесия (где поднятие меньше) будет происходить трансгрессия, по другую сторону — регрессия вод озера.

Исследования показали, что место стока с течением времени у многих озер менялось. Поэтому один и тот же берег мог испытывать то трансгрессию, то регрессию, а древние береговые линии — пересекаться. Вся история озера сильно усложняется.

Онежское озеро подходит к первому типу. Оно испытало за послеледниковое время большую регрессию у северного берега. Здесь имеется серия озерных террас, приподнятых до 54 м над его уровнем. У южного берега в течение послеледниковое время наблюдалась более или менее непрерывная трансгрессия небольшой амплитуды. Ось равновесия проходит несколько севернее, через исток реки Свири. Как менялось ее положение, остается неизвестным.

Ладожское озеро в суббореальное время трансгрессировало в южной своей части, пока сток находился в северной части Карельского перешейка (Гейниоки) и ось равновесия делила озеро почти посередине (3-й тип). Затем озеро разработало сток через реку Неву, то есть порог стока переместился в южную точку озера, которая поднималась сравнительно медленнее. Поэтому трансгрессия сменялась регрессией (1-й тип). Следы послеледниковой Ладожской трансгрессии очень подробно изучены. Она происходила в суббореальное время.

Бассейны в Балтике	Климат	Археология	Абсолютная хронология
Время Муа	Субатлантическое время (прохладный и влажный) Суббореальное время (более сухой?)	Историческое время	1935
		Железный век	0
		Бронзовый век	1000
Литориновое море	Атлантическое время (теплый и влажный)	Каменный век	2000
			3000
			4000
			5000
Анциловое озеро	Бореальное время (теплый, сравнительно сухой)	—	6000
			7000
Иольдиевое море	Субарктическое время	—	9000
			8000
Балтийское ледниковое озеро	Арктическое время	—	10000
			11000
			12000
			13000
			14000

Озеро Имандра трансгрессирует в восточном направлении, так как западный берег вместе с Хибинским массивом поднимается быстрее восточного. Поднятие сопровождается расколами (Рихтер). Наблюдаются местные погружения западного берега.

Сводная таблица. Заканчивая очерк четвертичной истории Балтийского щита, сведем основные этапы отступления ледника, истории Балтики, эволюции климата в прилагаемой краткой таблице (стр. 54).

Литература.

1. Верещагин Г. Ю., Положительные и отрицательные движения береговых линий на оз. Сегозере. Тр. Олонецкой научной экспедиции, ч. III, Геология, 1, 1926.
2. Герасимов Д. А., Торф, его происхождение, залегание и распространение, Гос. научно-технич. изд. 1932.
3. Гричук В. П., Новый метод обработки осадочных пород для целей пыльцевого анализа, Тр. Советской секции INQUA, III, 1937.
4. Земляков Б. Ф., Четвертичная геология Карелии, Петрозаводск 1935.
5. Марков К. К., Изучение ленточных глин с геохронологической точки зрения, «Природа», 9, 1927.
6. Марков К. К., Геохронологические исследования в южной Карелии и Ленинградской области, «Природа», 5, 1931.
7. Марков К. К., Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области, Тр. ГГРУ, 1931.
8. Марков К. К., Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики, Тр. КЧ, IV, 1933.
9. Марков К. К. и Благовещенский Г. А., Ландшафты северо-запада СССР (преимущественно Ленинградской области) в их эволюции в поздне- и послеледниковое время, ч. I и II, «Пробл. физич. геогр.», IV, V, 1937.
10. Полканов А. А., Очерки четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова, Тр. Советской секции INQUA, 1937.
11. Рихтер Г. Д., Орографические районы Кольского полуострова, Тр. Ин-та физич. географ., 19, 1936.
12. Сборник инструкций по исследованию торфа и торфяных залежей, Тр. Всес. ин-та торфа, вып. IV, 1933.
13. Солоневич К. И., К вопросу о позднеледниковой растительности окрестностей Ленинграда по материалам ископаемых остатков из Песчанки (р. Тосна), «Советская ботаника», 6, 1935, стр. 67—77.
14. Справочник «Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР», ч. I и II. Статьи «Торф», «Глины», «Пески и гравий», «Валуны и галька», «Диатомиты».
15. Сукачев В. Н., О пограничном горизонте торфяников в связи с колебанием климата в послеледниковое время, «Почвоведение», 1—2, 1914.
16. Таннер В., Соотношения между послеледниковыми геологическими ярусами и археологическими находками в Фенно-Скандии, Тр. II Межд. конференции АИЧПЕ, II, 1933.
17. Червиньский В. М., Конуси развиювання провідних валунів у межах східної Прибалтики та Європ. частини СССР..., «Четв. пер.», 10, 1935.
18. Яковлев С. А., О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с ней территорий в масштабе 1:2 500 000, Тр. II Межд. конферен. АИЧПЕ, I, 1932.
19. Penck A., Glaziale Krustenbewegungen, Sitzungsber. Preuss. Akad. d. Wissensch. Phys.-math. Klasse, 1925.
20. Ramsay W., On relations between crustal movements and variations of sea level during the late Quaternary time especially in Fennoscandia, «Bull. de la Comm. Geol. de Finlande», № 66, Fennia, 44, 1924.
21. Sauramo M., The quaternary Geology of Finland, «Bull. de la Comm. Geol. de Finlande», 86, 1929.

ЕВРОПЕЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ (продолжение). РАЙОН, РАСПОЛОЖЕННЫЙ ЗА ГРАНИЦЕЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ВНУТРИ ГРАНИЦЫ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ.

С севера и северо-запада район граничит с Балтийским щитом. Южная и юго-восточная граница является ясной геоморфологической границей, за которой резко выраженный холмистый аккумулятивный моренный рельеф сменяется плоским, преимущественно эрозионным рельефом. Эту линию проведем через Минск — Витебск — Лепель — Селижарово — Вышний Волочек — Устюжну — Вологду — Няндому.

Главнейшими темами этой главы являются: 1) стратиграфия моренных толщ и 2) происхождение ледниковых форм рельефа. Оба вопроса выдвигаются особенностями четвертичной толщи и ледникового рельефа этого района.

Стратиграфия моренных толщ.

В некоторых обнажениях и скважинах в этом районе встречены две моренные толщи, разделенные отложениями, заключающими органические остатки. Отложения, залегающие между горизонтами морен, разделяют на две группы: 1) межледниковые отложения и 2) межстадиальные отложения.

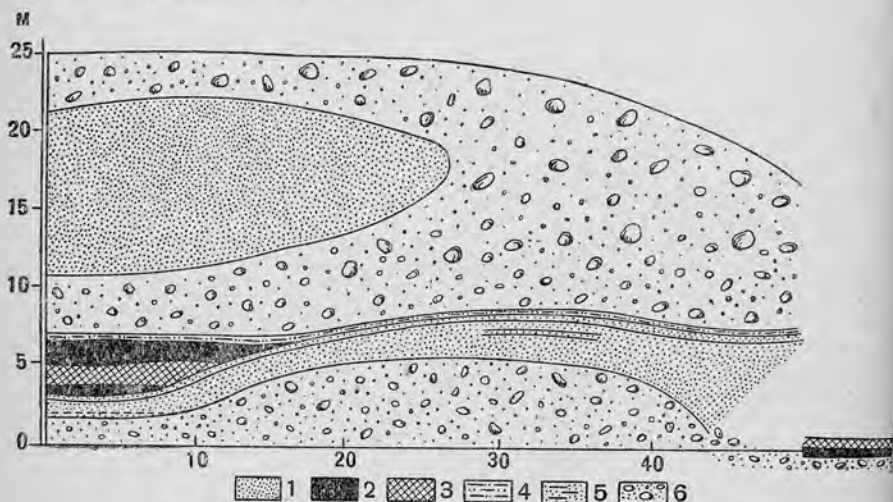


Рис. 25. Валдайский разрез (по Соколову, Жузе, Покровской).

1 — песок, 2 — торф, 3 — гиття, 4 — суглинок, 5 — прослойки растительных остатков, 6 — морена.

Межледниковые отложения Валдайского разреза. Наиболее показательное залегание межледниковых отложений в обнажении Валдайского района, на левом берегу р. Полометь, несколько ниже железной дороги. Стратиграфия разреза следующая (сверху вниз, см. рис. 25):

a) Море́на краснобу́рая	2,3 м	e) Гиттия зеленоваточерная . . .	1,2 м
b) Песок среднезернистый внутриморенный	6,0 »	f) Торф древесный	0,55 »
c) Море́на темнокрасная	4,5 »	g) Песок среднезернистый . . .	1,25 »
d) Торф древесный	2,0 »	h) Море́на серая (до уровня воды)	2,0 »

Высота всего обнажения — около 25 м.

Пыльцевая диаграмма показывает, что в торфе и гиттии, внизу, много пыльцы таких пород, которые выносят суровые условия климата, — березы, сосны. Кверху все более увеличивается содержание пыльцы теплолюбивых пород — вяза, липы, дуба — до 25% всей пыльцы, встреченной в верхних горизонтах. Это количество пыльцы широколиственных пород (дуба, липы, вяза) больше, чем оно оказывается в верхних горизонтах послеледниковых торфяных болот Валдайского района. Следовательно, во время отложения торфа теплолюбивые древесные породы играли в составе лесов большую роль, чем в настоящее время, то есть климат был теплее. О теплом климате межледниковой эпохи говорят и крупные ископаемые остатки: плоды водяного ореха и семена кувшинки-бразении (*Brasenia purpurea*). Водяной орех, как мы видели при описании послеледникового климата (гл. 2), сейчас не идет к северу дальше Риги — Калуги и в Валдайском районе теперь отсутствует.

Труднее судить об условиях произрастания бразении. Это растение в Европе вымерло, но в плейстоцене оно было широко развито и вновь расселялось в межледниковые эпохи, вплоть до последней. Бразения не пережила в Европе последнюю ледниковую эпоху. В послеледниковых отложениях ее остатки уже неизвестны. На этом основании ее считают руководящим ископаемым межледниковых эпох. В настоящее время бразения растет в СССР лишь на Дальнем Востоке, юго-восточнее низовьев р. Буреи. За пределами Союза встречается в Маньчжурии, Японии, Ост-Индии, в Северной Америке (от Новой Шотландии и Калифорнии на севере до Флориды, Мексики и Кубы на юге), а также в Африке и Австралии. Таким образом, во флоре Валдайского разреза много теплолюбивых растений, в том числе водных и с широкой, сильно испаряющей листвой (широколиственные породы), то есть требовательных к влаге.

На этом основании климат межледниковой эпохи можно характеризовать как теплый и влажный, атлантический. Он напоминал климат времени послеледникового климатического оптимума (атлантический период).

Валдайский разрез указывает на трехкратную коренную смену физико-географических условий: 1) оледенение (отложение нижней морены); 2) теплый влажный климат межледниковой эпохи (отложение торфа и гиттии между моренами); 3) оледенение (отложение верхней морены).

Что происходило в межледниковую эпоху с ледниковым покровом: сокращение или его полное растаивание? Этот вопрос можно отчасти решить на основании такого соображения. В настоящее время, хотя климат суровее, чем в межледниковое время, ледниковый покров отсутствует даже в северной части Балтийского щита.

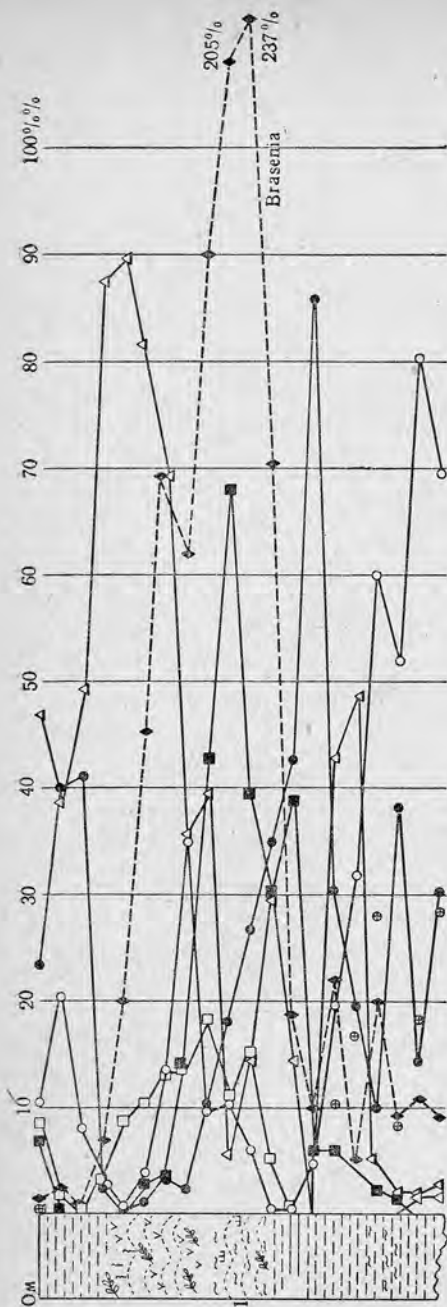


Рис. 26. Типичная пылевая диаграмма межледниковых отложений. Потылиха под Москвой (по Доктуровскому).

Естественно предполагать, что в межледниковое время, когда климат был теплее современного, ледниковый покров совершенно растаивал. Это соображение подкрепляется фактами. В средней Швеции, недалеко от центра оледенения, найдены межледниковые отложения (у г. Герне и у г. Болнас), и даже здесь они содержат сравнительно теплолюбивую ископаемую флору. Нужно поэтому предполагать, что в межледниковое время в Европе совсем не оставалось покровного оледенения. В Скандинавских горах могли быть только местные ледники, подобные современным или еще меньшие.

Будем называть межледниковыми только такие межморенные отложения, которые указывают на климатические условия, не более суровые, чем современные в той же местности, и заставляют предполагать полное растаивание ледникового покрова в межледниковую эпоху.

Межледниковые отложения в других разрезах лежат не в столь ясных стратиграфических условиях, как в Валдайском разрезе. В большинстве случаев отсутствует верхняя морена. Она заменяется соответствующими ей отложениями. Зато стратиграфия самой межледниковой толщи постояннее и палеонтологическая характеристика ее полнее.

Таких разрезов известно в Европейской части Союза около пятидесяти. Обыкновенно видны последовательно слои: внизу гиттия, затем низинный — гипновый торф и выше верховой —

сфагновый торф. Залегание слоев показывает, что озеро, в котором вначале отлагалась гиттия, заросло. Оно сменилось низинным болотом, а низинное болото — верховым. Такова обычная эволюция озерных водоемов. Пыльцевые диаграммы показывают, что в течение межледникового периода климат был не все время теплым. Можно выделить не менее пяти периодов развития лесов (рис. 26):

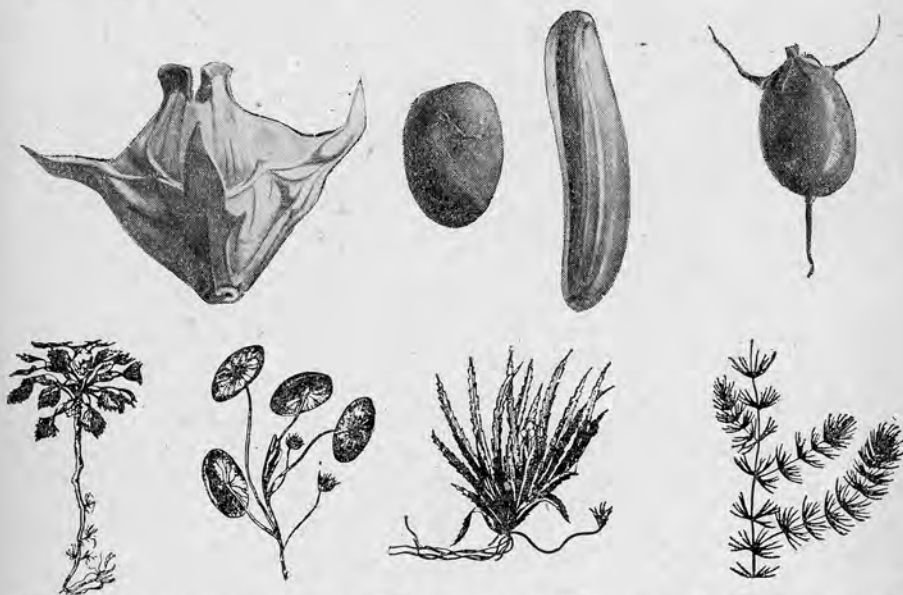


Рис. 27. Межледниковая флора. Плод водяного ореха, семена бразении, телореза и роголистника (по Благовещенскому) и внешний вид этих растений.

- 1) ель, сосна, береза;
- 2) граб достигает максимального развития;
- 3) смешанный дубовый лес и орешник достигают максимального развития;

- 4) сосна преобладает;
- 5) ель, береза, сосна, ива.

Время межледникового климатического оптимума совпадает с третьим периодом. Климат вначале становится теплее, потом опять холоднее.

Встречены и семена водной флоры (рис. 27). Наиболее характерным считается следующий комплекс видов:

Brasenia purpurea — бразения (см. выше).

Trapa natans — водяной орех (см. выше).

Aldrovanda vesiculosa — альдрованда. В настоящее время растет на Волини, близ Киева, Полтавы, Воронежа, Астрахани, на Кавказе.

Stratiotes aloides — телорез. Сейчас встречается в средней полосе Европейской части СССР, но не дает семян и размножается только вегетативно.

Датским межледниковым отложениям посвящена наиболее крупная работа по этому вопросу, большая монография двух авторов — И е с с е н а и М и л ь т е р с а (Iessen and Milthers, 1928). Главнейший вывод этой работы следующий. Межледниковая эпоха была двойной. Нижняя ее половина хорошо известна. Она именно и описана была нами. По мере того как климат в конце этого (нижнего) теплого отрезка становился холоднее, со Скандинавии стали надвигаться льды. Но это не были еще льды, отложившие верхнюю морену. Льды эти вообще не дошли до Дании и морены там не отложили, но вызвали резкое похолодание климата. Температура июля упала с 18° до 12°. На слоях с теплолюбивой ископаемой флорой отложился слой с северной лесной флорой (сосна, ель, береза, можжевельник, карликовая береза). Смешанный дубовый лес сменился северной окраиной тайги или даже лесотундрой. Потом лед отступил, и климат вновь стал такой же теплый, как в начале межледниковой эпохи. Разрослись смешанные дубовые леса, вновь появилась бразения. Затем произошло новое ухудшение климата и надвинулся ледник, отложивший верхнюю морену. В СССР подобные разрезы еще не описаны.

Морские межледниковые отложения. Озерные и торфяные межледниковые отложения представляют континентальную фацию межледниковых отложений. Она распространена в северной и средней Белоруссии, Западной, Ленинградской, Калининской, Московской и Ярославской областях, а также в Польше, отчасти — в северной Германии и Дании. Вторая фация межледниковых отложений — *морская*. Морские межледниковые отложения широко развиты на севере СССР, Европейском и Сибирском. В границах Европейского покрова они известны по долинам больших рек, впадающих в Белое море, — Северной Двине (с притоками), Онеге, Мезени, а на Кольском полуострове между р. Варзугой и Пономем и севернее Поноя. Известны они также в Латвии, северной Германии и Дании. В СССР эти отложения давно описаны под названием *бореальных*. Отложившее их море обыкновенно называют *бореальной трансгрессией*. В Германии и Дании соответствующие слои называют *эмскими*, по р. Эмс в Голландии, где они были давно описаны. Название же «бореальные» связано с нахождением морской фауны, заключающей бореальные виды моллюсков, населяющие сейчас морские водоемы северной части умеренной зоны.

Лучше всего эти отложения известны на Северной Двине, в нижнем ее течении, от устья р. Пинеги до Архангельска. В о л л о с о в и ч, а позднее Л а в р о в а (1937) описали здесь такой разрез:

На нижней морене лежит несортированный песок, напоминающий морену, но с раковинами. Выше отложения делаются сортированнее, переходят в глины. На глины несогласно налегают слоистые пески, иногда галечник. На них лежат ленточные отложения и наземные отложения с растительными остатками. Разрез заканчивается верхней мореной.

Фауна перечисленных слоев различная. Внизу преобладает фауна мелководная. В ее составе встречаются арктические,

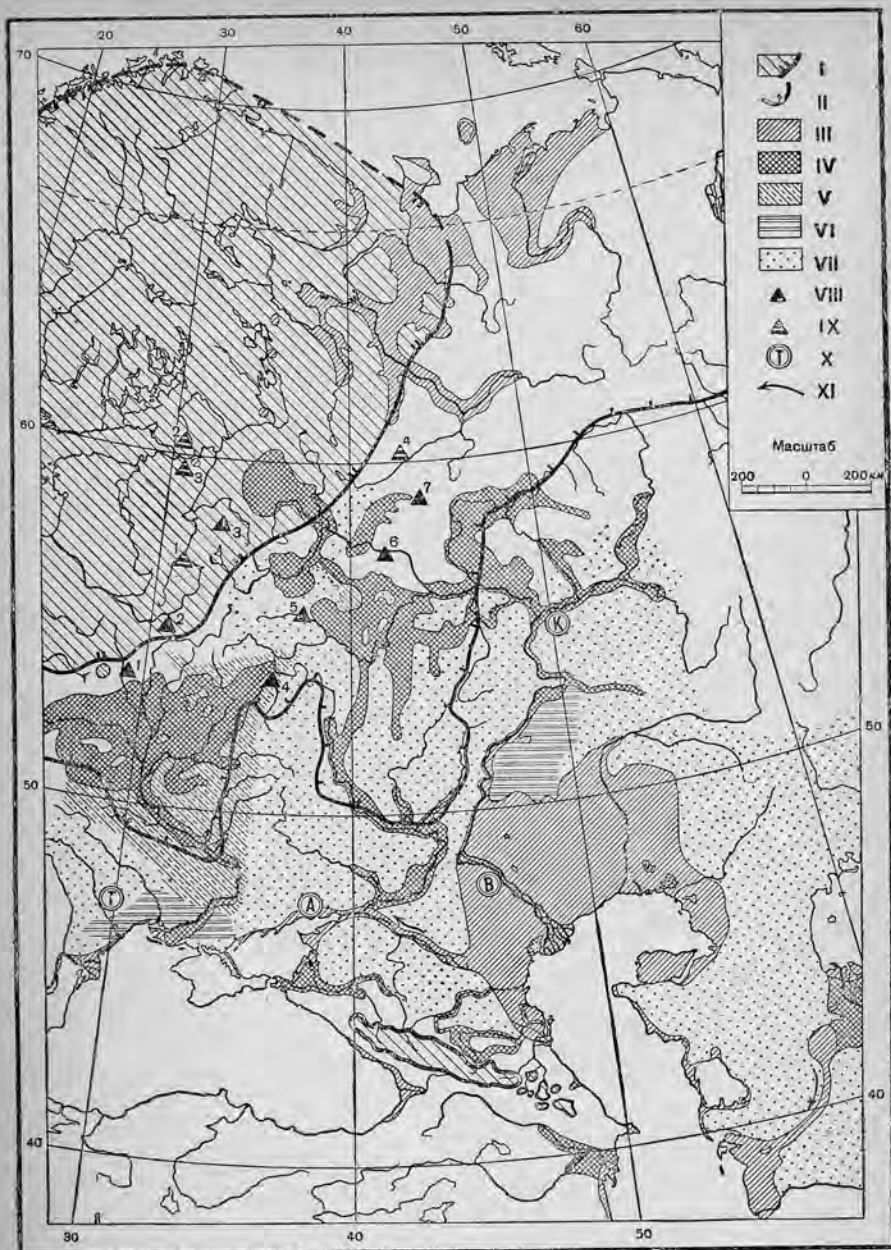


Рис. 28. Границы оледенений и морских трансгрессий (хвалынской и бореальной), распространение отложений ледникового периода, положение главнейших разрезов межледниковой флоры и четвертичной фауны.

I — граница валдайского оледенения и последнего оледенения Кавказа; II — граница днепровского оледенения; III — максимальное распространение бореального моря; IV — долинные заиры и песчаные (боровые) террасы; V — типичные лёсы; VI — глинистые лёсы; VII — лёссовидные отложения; VIII — главнейшие местонахождения межледниковых отложений: 1 — Мурава, 2 — Микулино, 3 — Валдай, 4 — Лихви, 5 — Потылиха (Москва), 6 — Плёт, 7 — Галич; IX — главнейшие местонахождения полярной флоры: 1 — Великие Луки, 2 — Токсово, 3 — Песчанка, 4 — Гольба; X — главнейшие местонахождения четвертичной фауны: Т — тираспольская, А — азовская, В — волжская, К — камская; XI — направление стока по Узбою и Маньчугу.

бореальные и теплолюбивые виды, но особенно характерны последние, так как выше в разрезе они отсутствуют. Среди них нужно назвать *Cardium paucicostatum*, *Corbula gibba*, *Nassa reticulata*, всего до 5,6% всех видов. Эти виды называют *лузитанскими*, пользуясь старым названием побережья Португалии. Дело в том, что в настоящее время перечисленные виды населяют воды Атлантического океана и Средиземного моря. *Cardium paucicostatum* обитает у берегов Англии, в Средиземном (в частности в Адриатическом) море. *Corbula gibba* живет в Атлантическом океане от Канарских до Лифотенских островов и в западной части Средиземного моря, *Nassa reticulata* — у европейских берегов Атлантического океана, в Средиземном и Черном морях.

Эти формы могли проникнуть в Белое море и далее в область распространения бореального моря только вокруг Норвегии. Нужно думать, что температура воды в Баренцовом море была выше и влияние теплого Атлантического течения сильнее.

В разрезе у Архангельска морские отложения образуют собственно два горизонта, залегающие несогласно один на другом. Между ними лежит горизонт гальки. Лузитанская фауна найдена в нижнем горизонте. Воллосович и Лаврова считают поэтому, что море затопляло сушу дважды. Первая стадия отличалась от второй более высоким уровнем (70—80 м над современным уровнем моря) и более высокой температурой воды. Эту стадию называют *океанической*. Уровень второй стадии затопления не поднимался выше 40 м абс. выс. Ее называют *беломорской*.

Геоморфологические исследования показали, что водоразделы на севере поднимаются над долинами в виде плато до 200 м высотой. Долины между ними древние, дочетвертичные. Поэтому море затопляло сушу по долинам, нижние части которых превращались в эстуарии. Это была не трансгрессия, а *ингрессия* (рис. 28).

Исследования морских межледниковых отложений Западной Европы интересны в том отношении, что в Дании удалось определить стратиграфические соотношения морских (эмских) и континентальных межледниковых отложений. Морские отложения отлагались в течение нижнего теплого отрезка межледниковой эпохи, несколько ранее климатического оптимума.

В Европейской части СССР в районе внутри границы последнего оледенения до сих пор известны отложения только одной межледниковой эпохи, разделяющей две моренные толщи. Таким образом, есть достоверные данные только о двукратном оледенении.

Межстадиальные отложения. Для характеристики этого типа отложений опишем разрез близ Ленинграда у совхоза «Бугры» (по А с а т к и н у). Скважина заложена на вершине небольшой возвышенности. Она прошла (сверху вниз): 1) мелкие желтоватые пески — около 13 м мощности; 2) морену — около 10 м мощности; 3) толщу тонких песков, в средней части почти суглинков — 18 м мощности; в средней части их много органического вещества, придающего породе в сыром виде почти черный цвет; встречаются отдельные растительные остатки, залегающие на глубине 25,6—38,3 м от поверхности; 4) морена нижняя (с прослоем ленточных глин) —

до 10 м мощности. На глубине 51 м от поверхности скважина вошла в кембрийскую глину.

Мы видим, что и здесь, как в Валдайском районе, между двумя горизонтами морены залегают отложения с органическими остатками. Но характер органических остатков, обнаруженных в скважине в Буграх, совсем другой, чем в Валдайском районе.

Здесь встречены (определения Корчагина и Цинзера и Инга): 1) пыльца только сосны; 2) остатки тростника и гипновых мхов (15 видов). «Состав видов мхов с несомненностью указывает на климатические условия, гораздо более суровые, чем близ Ленинграда в настоящее время: часть видов мхов встречается только в тундре и в лесотундре (*Aulacomnium turgidum* и *Timmia norvegica*), часть, кроме тундры и лесотундры, встречается и в северной полосе тайги, но редко. Таким образом, флора указывает на тундровые или лесотундровые условия». Существование такой флоры вполне совместимо с соседством ледникового покрова. Во время произрастания бугровской флоры край ледника мог отодвинуться всего на расстояние десятков километров от места произрастания этой флоры, затем вскоре вновь надвинулся и отложил верхнюю морену. Не только не было полного растаивания ледникового покрова, но даже сокращение размеров его оказалось самым незначительным и кратковременным.

Межстадиальными отложениями называют также межморенные отложения, которые указывают на условия климата, более суровые, чем современные в той же местности, и свидетельствуют о незначительном и кратковременном отодвигании края ледника в промежутке между двумя надвиганиями.

Межстадиальные отложения залегают между моренами, но эти морены не разных ледниковых эпох, а различных стадий одной и той же ледниковой эпохи. Отсюда и самое название «межстадиальные» отложения. По числу горизонтов межстадиальных отложений пытаются определить число стадий ледниковой эпохи.

Очень часто межстадиальные отложения немые, — например ленточные глины. Ленточные глины образовались из ледниковой мути; последняя отлагалась не далее чем в 100—120 км от края ледника. Поэтому уже самое нахождение ленточных глин между моренами указывает на временное отступление ледникового края не более как на 100—120 км. Межстадиальные отложения часто представлены и песками (северная Белоруссия, верхняя Волга, окрестности Ленинграда). Пески водоносны и даже содержат артезианскую воду. Эта вода играет большую роль в водоснабжении городов. Но если пески оказываются между моренами в отдельных скважинах, то не нужно торопиться признавать их межморенными (и тем более межледниковыми). Они могут быть внутриморенными, то есть представлять линзу.

Нахождение межстадиальных отложений с ископаемой флорой известно у нас лишь в нескольких точках. Относительный возраст слоев, встреченных в разных местах, недостаточно ясен. Недавно попытку указать возраст отдельных находок межстадиальных отложений сделал Гамс (Gams). Он различает три горизонта меж-

стадиальных отложений, которые разделяют четыре стадии продвижения края последнего ледникового покрова:

1-я стадия (бранденбургская) — продвижение льда, отмеченное отложением «холодного» слоя, разделяющего нижний и верхний горизонты межледниковых отложений в Дании (см. выше);

а) межстадиальные отложения — слои верхнего «теплого» отрезка межледникового периода (у нас Мгинские слои);

2-я стадия (франкфуртская) — продвижение льда;

в) межстадиальные отложения — так называемый «мазурский интерстадиал» Восточной Пруссии; у нас не известен достоверно;

3-я стадия (померанская); ее краевые моренные образования выражены у нас валдайскими и тихвинскими холмисто-моренными ландшафтами (по Гансу);

с) межстадиальные отложения — аллерёдские; эти отложения известны севернее границы померанской стадии — в Дании, южной Швеции и, по видимому, в Калининской, Ленинградской областях и близ Выборга; их распространение показывает, что край ледника отодвинулся далеко к северу, за границу морен Сальпаусельке; аллерёдские отложения не покрыты мореной и поэтому не отделяются резко от послеледниковых, но ископаемая флора указывает на колебание (отодвигание — продвижение) края ледника: внизу залегают слои с полярной флорой (*Dryas octopetala*), затем слои с древесными остатками, сверху опять слои с полярной флорой (*Dryas octopetala*); климат изменялся от арктического до субарктического и опять арктического;

4-я стадия — наступивший ледник образует напорную морену 1-й и 2-й Сальпаусельке.

После этого идет быстрое, непрерывное стаяние ледникового покрова, начинается послеледниковое время.

Таким образом, изучение стратиграфии моренных толщ устанавливает: 1) морены двух самостоятельных ледниковых эпох и межледниковые отложения между ними; 2) межстадиальные отложения, позволяющие выделить в истории последней ледниковой эпохи до четырех стадий.

Рельеф.

Основное отличие от рельефа Балтийского щита. В районе, расположенном за границей Балтийского щита, ледниковый аккумулятивный рельеф выражен так же отчетливо, как и на Балтийском щите. Но тип рельефа другой. Это бросается в глаза при взгляде на карты (рис. 10 и 29).

1. На Балтийском щите основной элемент рельефа — *гряды* (озы, конечные морены, сельги). Гряды закономерно вытянуты в двух взаимно перпендикулярных направлениях: направлении ледникового края (конечные морены Сальпаусельке), направлении движения льда, то есть перпендикулярно к краю ледника (озы).

2. За границей Балтийского щита основной элемент рельефа — *холм* (холмисто-моренный, камовый рельеф). Определенная ориентировка отсутствует, так как холмы не имеют вытянутой формы.



Рис. 29 а. Тип ледникового аккумулятивного рельефа и четвертичных отложений за границей Балтийского щита (по карте четвертичных отложений 1932 г.).

1 — конечные морены и озы; 2 — холмистый моренный ландшафт; 3 — друмлины; 4 — камни; 5 — главнейшие местонахождения межледниковых отложений; 6 — пески; 7 — супеси; 8 — суглинки и глины; 9 — валунные, суглинки и глины; 10 — валунные супеси; 11 — лёссовидные суглинки и глины; 12 — лёсс.

Если и встречаются отдельные озы и конечные морены, то они тонут среди рельефа беспорядочно разбросанных холмов.

Указанное различие рельефа представляет общую черту. Вследствие этого должна быть и общая причина, его обусловившая. Для уяснения этой причины сначала опишем отдельные своеобразные элементы ледникового рельефа и разберем условия их образования.

Особенности морены. Коренные породы северо-западной окраины Русской плиты — известняки, песчаники, глины. Механическая прочность их очень мала или они (известняки) трещиноваты. Понятно, что ледник, за границей Балтийского щита, мог оказывать резкое воздействие на коренные породы. Основная морена должна была главным образом образовываться за счет материала местных, легко разрушавшихся пород. Такую морену называют локальной (местной). Иногда основная морена настолько ясно отражает состав местных коренных пород, что по ее изменениям можно читать изменения характера коренных пород. Так, севернее Балтийско-Ладожского глинта коренные породы представлены синими кембрийскими глинами. Морена здесь мощная, глинистая, сизоватого цвета. Южнее глинта лежат силурийские известняки. Морена маломощная (известняки трудно разрушаются), щебенчатая (так называемый «рихк»), очень карбонатная. Далее к югу находится область распространения красных девонских песчаников. Морена делается более мощной, песчаной, окрашена в яркие малиново-красные тона.

Глыбы. Материал местных коренных пород включен в морену не только в измельченном виде, но и крупными обломками. Глыбами (отторженцами) называют значительные массы коренных пород, оторванные ледником и перенесенные от первоначального местонахождения на расстояние до 200 км (глыба цехштейна у Красноборска на Северной Двине). Много глыб, связанных с нижней моренной толщей, отметил Л и х а р е в для бассейна Северной Двины.

Глыбы (а иногда измятые выходы коренных пород) расположены над краем Балтийско-Ладожского глинта (Поповка, Дудергоф, Вайварские высоты западнее г. Нарвы). Балтийско-Ладожский глинт — уступ доледникового возраста, представлявший большое препятствие поступательному движению ледника. Сильное давление ледника на край уступа привело к отрыву больших масс коренных пород от их коренного местонахождения. Но особенно значительно развиты глыбы у южного края границы последнего и максимального оледенения. Такова меридиональная 100-километровая гряда Вышневолоцкого или Новоторжского вала. Породы нижнего карбона занимают в ней более высокое абсолютное положение (до 210—230 м) по сравнению с известняками среднего карбона, выступающими в непосредственном соседстве с валом (на абс. выс. около 160—170 м). Раньше этой полосе приписывалось тектоническое происхождение. А. Д. А р х а н г е л ь с к и й рассматривал ее как один из валов (пологий антиклинальный изгиб пластов), выделенных им на Русской плите. Бурение показало, что вместо сплошного вала имеются отдельные глыбы, залегающие нередко на морене. Природа этих глыб ледниковая. Толщина глыб достигает 31—33 м. Район вала служит местом разработки огнеупорных



Рис. 29 б. Тип ледникового аккумулятивного рельефа за границей Балтийского щита (по карте четвертичных отложений 1932 г.)

1 - конечные морены и озера; 2 - холмистый моренный ландшафт; 3 - друмлины; 4 - камни; 5 - главные местонахождения межледниковых отложений.

глин и стекольных песков. Запасы этих ископаемых определялись прежде большими цифрами. В настоящее время их нужно признать сильно преувеличенными (Х и м е н к о в).

Дислоцированное залегание перми давно известно также в районе г. Кириллова. Скважины, заложенные здесь в 1936 г. Нефтяным институтом, обнаружили под породами казанского яруса морену. Казанские известняки образуют глыбы, нагроможденные ледником и образующие возвышенности (г. Маура, г. Цыпина и т. д.). В южной части Ленинградской области, в северной Белоруссии известны разрозненные выходы силура и кембрия. Многие из них, вероятно, являются глыбами.



Рис. 30. Морена напора — г. Маура близ Кириллова.

Глыбы хорошо известны в северной Германии. Там описано 450 крупных глыб. Самая большая найдена в Восточной Пруссии на полуострове Замланд. Ее объем 80 млн. м³, размеры — 2 км × 2 км × 20 м (мощность).

Ледниковые дислокации, или гляциодислокации, представляют форму воздействия ледника на коренные породы. Под ледниковыми дислокациями понимают те нарушения, которые не приводят к отрыву от коренной породы отторженцев. Формы дислокаций могут быть самые разнообразные. Соболев, более всего занимавшийся этим вопросом, различает жесткие и пластические деформации. Жесткие деформации — раздробление промерзшего ложа ледника, его лущение, сбросы и микросбросы. К ним же Соболев относит образование отторженцев. Пластические деформации — сдавливание и выпучивание слоев ледникового ложа, скольжение слоев,

волочение, образование волн трения, различных складок, надвигов, дисгармоническая складчатость на границе слоев различной пластичности.

Лучше всего формы пластических деформаций слоев выражены там, где коренные породы пластичные. Впрочем, промерзание слоев временно лишало их пластичности и способствовало образованию жестких деформаций. Далее, ледниковые дислокации, так же как и глыбы, образовывались в благоприятных условиях рельефа — перед уступами. Таковы Поповские дислокации близ Ленинграда на уступе глинта (Я н и ш е в с к и й) и Среднеднепровские (у Канева и т. д.) перед уступом Украинской кристаллической гряды (С о б о л е в).



Рис. 31. Холмисто-моренный рельеф Валдайской возвышенности (фото Родэ).

В последние годы на ледниковые дислокации стали обращать большое внимание. Обнаружилось, что они, чаще чем прежде считалось, участвуют в рельефе и образуют самостоятельный тип конечных морен.

Напорные морены. Ледниковые дислокации могут быть выражены и не выражены в рельефе. Первое случается чаще, и тогда они образуют гряды. Эти гряды напоминают формой конечные морены. Строение их чаще всего такое: сверху морена, под которой на небольшой глубине лежат коренные породы, дислоцированные давлением ледника.

Конечные морены, образованные породами неледникового происхождения, смятыми давлением ледника, называют напорными конечными моренами. С этим типом конечных морен мы впервые столкнулись на примере морены Сальпаусельке.

Таким образом, есть два типа конечных морен: 1) аккумулятивные и 2) напорные (рис. 30).



Рис. 32. Разрез моренного холма «Майкова гора» близ г. Чухломы.

В последние годы производилось изучение современных конечных морен Шпицбергена, Гренландии и Новой Земли. Они оказались напорными. Морены сложены смятыми отложениями, флювиогляциальными песками, озерными отложениями и т. д. В моренах Новой Земли были установлены термометры для измерения температуры мерзлоты. Термометры показывали внезапные подъемы температуры. Это объясняется тем, что морена оказалась напорной, находившейся в стадии образования. Отдельные слои ее временами приходили в движение, скользили один по другому. Развивалось трение, и температура внезапно поднималась (по данным Е р м о л а е в а, Г р и п п а).

После того как были получены такие данные о моренах Шпицбергена, была сделана попытка ревизии старых данных о конечных моренах северной Германии. Ш о т т (Schott), проделавший эту работу, пришел к выводу, что в северной Германии есть только конечные морены напора. Если и описывались ранее аккумулятивные конечные морены, то часто благодаря слабой изученности разрезов не замечали, что морена слагает только верхнюю оболочку конечной морены, а под ней лежат смятые коренные породы.

Холмисто-моренный рельеф. Аккумуляция моренного материала создала также большую часть ледникового рельефа нашего района. Но формы этой аккумуляции другие, чем на Балтийском щите. Обратимся к карте (рис. 29). Хорошо оформленные, узкие моренные гряды за границей Балтийского щита на ней не показаны. Есть только широкие *полосы* моренного рельефа. Такова Онежская полоса моренного рельефа (вокруг Онежской губы Белого моря) и Белозерско-Кирилловская моренная полоса. Рельеф этой полосы производит на месте впечатление полной беспорядочности. Округлые и неправильной формы холмы лежат без видимой закономерности. Никакой закономерности незаметно даже на карте в очертаниях и взаимном расположении отдельных пятен холмисто-моренного рельефа (см. карту). Разнообразной формы холмы разбросаны на большом пространстве и покрывают большие, неправильных очертаний площади. Холмы имеют мягкие контуры (рис. 31). Строение их плохо известно. Преобладает морена, но песчаная и очень богатая валунами (рис. 32).

Существует одна разновидность холмистого моренного рельефа, форма которой отличается закономерным характером. Это друмлины.

Друмлины — продолговатые холмы. Длина достигает 1—2 км, ширина меньше длины в 2—3 раза, высота — несколько десятков метров. Длинные оси друмлинов вытянуты в направлении движения льда. Склоны характеризуются мягкостью очертаний. Сложены валунной глиной, очень плотной, как бы спрессованной. Под валунной глиной часто встречаются ядро друмлины — выступ оглаженных коренных пород. Ядро расположено ближе к проксимальному концу друмлины. Склон у этого конца круче (рис. 33).

Друмлины располагаются группами и покрывают значительные площади, носящие название полей друмлинов. Число друмлинов в пределах такого поля достигает десятка тысяч (в США). Если друмлины встречаются группами, то оси их или располагаются

параллельно, или расходятся веерообразно в направлении движения ледника.

Друмлины в области Европейского ледникового покрова более всего характерны для района, расположенного за границей Балтийского щита и внутри границ последнего оледенения. У нас в СССР они известны слабо, но отмечались в северной Белоруссии. Неоднократно описывались они в Эстонии, северной Германии. Наибольшего развития, по видимому, достигают в Северной Америке.

Существующие взгляды на происхождение друмлинов значительно расходятся (Е. Еbers). Самый правдоподобный взгляд сводится к следующему: друмлины — подледниковые образования. Они представляют форму аккумуляции и выдавливания моренного материала под покровом движущегося льда. Моренный материал



Рис. 33. Друмлины (из Эберса).

скопляется в продолговатые холмы с закругленными оглаженными склонами, так как именно эта форма вызывала уменьшение трения нижней поверхности льда о моренную поверхность и являлась вследствие этого единственной устойчивой формой. Если предположить образование, под толщей льда, холма какой-либо другой формы — неправильной или вытянутой поперек движения льда, то, очевидно, эта форма должна быстро перестроиться путем обтачивания боков холма движущимся льдом. Она превратится в вытянутую форму с закругленными обточенными склонами.

Существование ядра друмлины легко объяснимо. Каждый выступ коренного рельефа должен был способствовать накоплению моренного материала со стороны, защищенной от движения льда, то есть с дистального края коренного выступа. Поэтому проксимальный склон друмлины, к которому сдвинуто ядро, круче дистального склона.

Равнинно-моренный рельеф. Большие пространства занимает ровный рельеф, причем на поверхности его лежит морена. Это моренные равнины.

Большая моренная равнина лежит к югу от озера Ильмень. Она занимает весь бассейн р. Ловать и тянется к югу за г. Холм. Легко заметить, что и коренной рельеф здесь ровный, так что морена не заполняет неровности коренного рельефа, а только отражает ровную поверхность последнего.

Среди равнинно-моренного рельефа попадаются блюдцеобразные котловинки, занятые часто небольшими озерками. Русского названия они не имеют. В германской литературе называются «зёлли» (Söllen) или «пфулли» (Pfüllen). Происхождение их рисуется следующим образом: в морене оставались некоторое время лежать глыбы льда, которые потом таяли, а поверхность над ними проседала. Образовывались котловины.

Этот процесс таяния погребенного льда и оседание поверхности над ним напоминает карстовый процесс в известняках, гипсах и т. д., с той разницей, что в данном случае происходит не растворение, а таяние. Поэтому наши сибирские исследователи предложили для него название *термокарст*, или *тепловой карст* (Е р м о л а е в). Термокарст и сейчас играет большую роль в образовании рельефа Якутии. Ископаемый лед, погребенный под наносом, растаивая, образует котловинки, занятые влажными лугами, болотами или озерами, которыми так богата Якутия. Таким образом, имеются очевидные доказательства того, что термокарст может играть большую роль в образовании рельефа.

Образование моренного рельефа. Образование разных форм моренного рельефа неодинаково легко поддается объяснению. В течение многих лет не удавалось найти сколько-нибудь правдоподобного объяснения образования холмисто-моренного рельефа, в то время как образование конечных морен давно считалось выясненным. Тем более не удавалось найти объяснения условий образования *совокупности* моренного рельефа. Такое объяснение наиболее желательно, поскольку перечисленные формы связаны единством или сходством многих процессов их возникновения. Лишь сравнительно недавно (1929) Г р и п п у посчастливилось наблюдать возникновение этих форм на ледниках Шпицбергена, и он выдвинул общую концепцию их образования.

Спускаясь по Шпицбергенским ледникам, можно последовательно пересечь следующие полосы различного рельефа: чистый лед, холмистый моренный рельеф, между ними участки равнинного рельефа, напорные морены, зандры (рис. 34). Всюду рельеф находится еще в процессе образования.

Холмисто-моренный рельеф возникает в местах, где поверхность ледника разбита трещинами. Лед у края ледника слабо подвижен, и поэтому трещины не замыкаются. Таяние сильно расширяет их. Благодаря сильному и продолжительному таянию, толща льда протаивает до глубины тех горизонтов, которые содержат много внутренней морены. Последняя вытаивает, начинает накапливаться на поверхности льда, но отсюда смывается поверхностными ледниковыми водами в трещины, которые и заполняются слегка перемытым моренным материалом. Кроме того, морена выдавливается в трещины тяжестью выпшележащей толщи льда. Мало-помалу трещина выполяется до краев мореной. Лед же, окружающий трещины, продолжает таять, и поверхность ледника опускается, а морена, заполнившая трещины, оказывается лежащей выше поверхности ледника. Образуются холмы, сложенные мореной. Морена бывает еще в это время мерзлой, поэтому холмы имеют резкие, зубчатые формы. По мере того как идет таяние, мерзлота, сковывающая по-

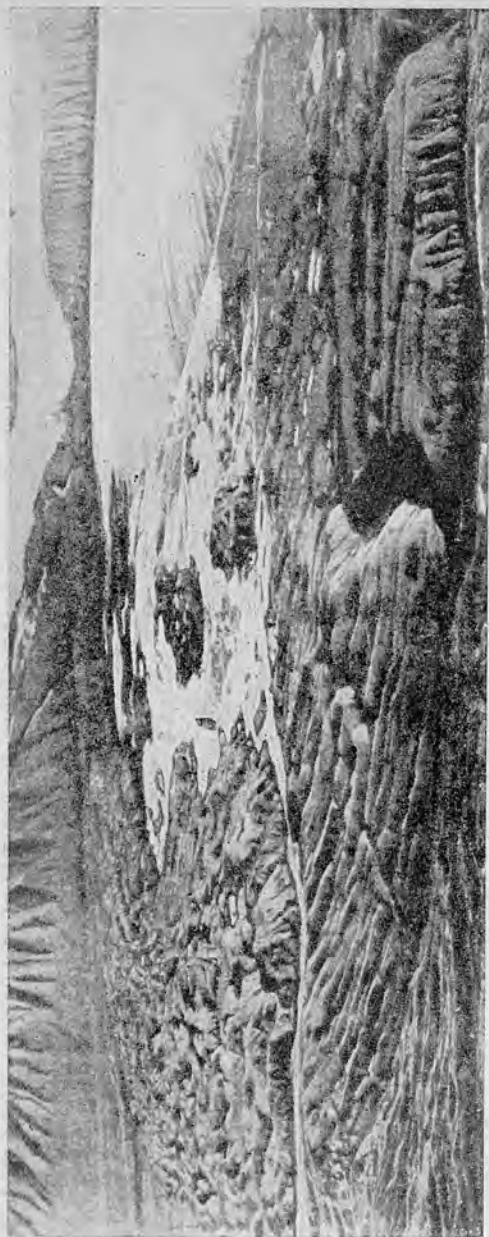


Рис. 34. Расположение отдельных элементов ледникового аккумулятивного рельефа на Шпицбергене. В дистальном направлении последовательно располагается: холмисто-моренный рельеф, дуги морен напора и зандр (по Гриппу).

верхность холмов, оттаивает. По поверхности начинают течь потоки жидкой грязи, очертания закругляются. Получаются типичные моренные холмы, а совокупность их образует настоящий холмисто-моренный рельеф (рис. 35). Большой частью трещины располагаются хаотически, особенно после того, как таяние превращает их в широкие, почти бесформенные понижения. Поэтому в расположении холмов тоже не улавливается закономерности. Однако иногда трещины располагаются более правильно. Если ледник, выходя из горной долины, расплывается и образует широкий ледник подножия, то это растекание в стороны приводит к образованию веерообразной системы трещин. Возникшие на их месте холмы будут друмлинами. Добавочным условием, благоприятствующим образованию трещин, являются выступы коренного ложа ледника. Такие выступы сначала могут вызвать образование трещин, а после их заполнения мореной они образуют ядра друмлинов.

Это объяснение помогает понять многие важные черты древнего холмисто-моренного рельефа. Краевая часть Европейского ледникового покрова двигалась медленно, была перегружена моренным материалом (легкая разрушаемость местных коренных пород). Здесь могли образовываться большие бесформенные участки и полосы трещин. Положение этих участков запечатлелось в современном холмисто-

моренном рельефе. Резче всего (см. выше) холмисто-моренный рельеф представлен над древним Валдайским уступом (карбовым глинт), и это понятно, так как препятствие, встреченное здесь ледником, должно было выразиться в усилении механического давления ледника на уступ, а следовательно, в 1) сильной трещиноватости льда и 2) богатстве его внутренней моренной.

Равнинно-моренный рельеф, по наблюдениям на Шпицбергене, образуется следующим путем. На участках льда, лишенных трещин, внутренняя морена, вытравившаяся на поверхности, накапливается ровным, все утолщающимся слоем поверхностной морены. В ней могут быть включены отдельные линзы льда. Этот слой жидкой грязи постепенно высыхает и превращается в основную морену. Если слой морены имеет очень постоянную мощность и поверхность коренных пород ровная, мы будем иметь образование идеальной моренной равнины. Обычно наблюдают все же слабую всхолмленность — отражение неполной равнинности коренного ложа морены и непостоянства мощности моренного слоя. Погребенные глыбы льда, тая, вызывают образование котловин (тепловой карст). Отсутствию трещин в толще льда способствовала ровность ледникового ложа, и поэтому неслучайна связь областей равнинно-моренного рельефа с участками ровного доледникового рельефа. Пример — равнинно-моренный рельеф бассейна р. Ловать, окаймленный с юго-запада и юго-востока холмисто-моренным рельефом, насаженным на доледниковый уступ.

Ближе, у края ледников, на Шпицбергене располагаются концентрические валы *напорных морен*. Они сложены смятыми песками заандров. Сверху иногда лежит небольшой слой морены. Он успел отложиться, когда надвинувшийся ледник временно покрыл собой напорную морену.

С внешней стороны от конечных морен располагаются песчаногалечные равнины, отложенные талыми водами ледников, — *зандры* (см. ниже).

Холмисто- и равнинно-моренный рельеф, конечные морены, зандры представляют отдельные, но взаимосвязанные части целого, которое мы будем называть ледниковым комплексом.

Такой ледниковый комплекс прекрасно виден на фотографии (см. рис. 34).

Объяснение условий образования форм ледникового рельефа не дает еще нам полной картины, так как это объяснение почти не затрагивает форм, образованных не самым ледником, но его водами. Перейдем к этим последним.

Формы водно-ледниковой аккумуляции: озы, камы и зандры. Формы водно-ледниковой эрозии — *ложбины* двух типов: *подледниковые* и *приледниковые*. Из всех перечисленных форм рельефа мы не будем останавливаться на озах, с которыми имели дело выше (гл. 1). Озы менее характерны для рельефа, расположенного за границей Балтийского щита, чем для самого Балтийского щита.

Камы. Камы — холмы, имеющие в плане неправильную, округлую, реже вытянутую форму. Высота достигает нескольких десятков метров. Склоны крутые, но контуры холма закругленные. На склонах и вершинах холмов разбросаны котловины. Проме-

жутки между соседними холмами часто имеют вид замкнутых котловин. Холмы встречаются отдельно или объединяются в группы. Тогда образуется камовый ландшафт. Камовый ландшафт может занимать большие площади, имеющие на карте вид пятен, а иногда полос. В последнем случае пользуются названием «камовая морена».



а



б

Рис. 35. Ранняя (*а*) и поздняя (*б*) стадии образования холмисто-моренного рельефа на Шпицбергене (по Гриппу).

Внешне и отдельные камы и камовые ландшафты очень напоминают моренные холмы и холмисто-моренные ландшафты. Резкое отличие заключается в строении тех и других.

Камы сложены сортированными и слоистыми песками, супесями и суглинками. В особенности поразительно выглядят иногда суглинки. Они прекрасно отсортированы, слоисты, пластичны; нарушений в залегании слоев не наблюдается. Только в верхних частях холмов видно, что слои перестают быть горизонтальными и

залегают наклонно, следуя неровностям рельефа. Отложения имеют характер озерных, даже ленточных. Часто попадаются остатки полярной флоры (Токсово близ Ленинграда).

На поверхности холмов отдельными пятнами лежит валунный суглинок. Слоистые отложения под ним не смяты. Встречаются также отдельные крупные валуны или линзы крупнозернистого материала внутри отложений кама.

Камы встречаются в довольно разнообразных условиях рельефа — в понижениях и на склоне повышений. Лучше всего известны камы окрестностей Ленинграда. Токсовские камы (рис. 36) лежат к северо-востоку от Ленинграда на склоне большой пологой возвышенности, занимающей среднюю часть Карельской перешейки. В таких же условиях расположены камы на Сойкинской возвышенности. Камы района с. Колтуши (Павлово) лежат на очень пологом горбе, образованном поверхностью морены между Финским заливом и Ладожским озером. Большие камовы массивы расположены в районе г. Луги, в довольно низкой местности.

Одной из разновидностей камов являются *камовые террасы*. Они распространены главным образом в местностях с довольно сильными колебаниями высот. Поэтому лучше всего камовые террасы известны в ледниковой области восточных штатов Северной Америки, где рельеф среднегорный. Нам приходилось видеть камовые террасы в долинах рек, впадающих в Псковское озеро, и на р. Свирь. Камовые террасы плоские, но с воронкообразными котловинами на поверхности. Склоны крутые и имеют сложную гофрировку, образуют выгибы к оси долины и от нее (рис. 37). Объяснить происхождение камов еще труднее, чем понять происхождение форм моренного рельефа. Дело в том, что нигде на современных ледниках не удалось еще наблюдать явление образования камов в сколько-нибудь ясном виде. Некоторые наблюдения сделаны, правда, на ледниках Аляски (Т а р р) и Памира (М а р к о в), но их совершенно еще недостаточно, чтобы можно было считать природу камов сколько-нибудь удовлетворительно разгаданной. Остается просто дополнить недостающие наблюдения предположением, как могли возникнуть эти своеобразные формы. Таким путем пошли американские исследователи, достигшие в этом отношении наилучших результатов. Особенно отметим работы Ф л и н т а (Flint), отчасти изложенные и на русском языке (М а р к о в, С о к о л о в). Ф л и н т изучал главным образом камовые террасы. Он рисует их возникновение следующим образом. При таянии ледникового покрова раньше освободились водоразделы (здесь мощность льда была меньше), потом долины. В долинах оставались еще долго лежать длинные языки льда — остатки ледникового покрова. Приток льда со стороны центральных частей покрова был настолько мал, что ледниковые языки лежали неподвижно. Не только не происходило наступания концов языков, но отсутствовало движение и в самой толще льда. Так как притока новых масс льда не было, таяние оставшихся реликтовых языков шло очень быстро. Оно происходило неравномерно и прежде всего у краев долины (см. рис. 37), которые сильнее нагревались солнцем. Здесь возникали ложбины, а в середине еще оставались лежать полосы льда. В бо-

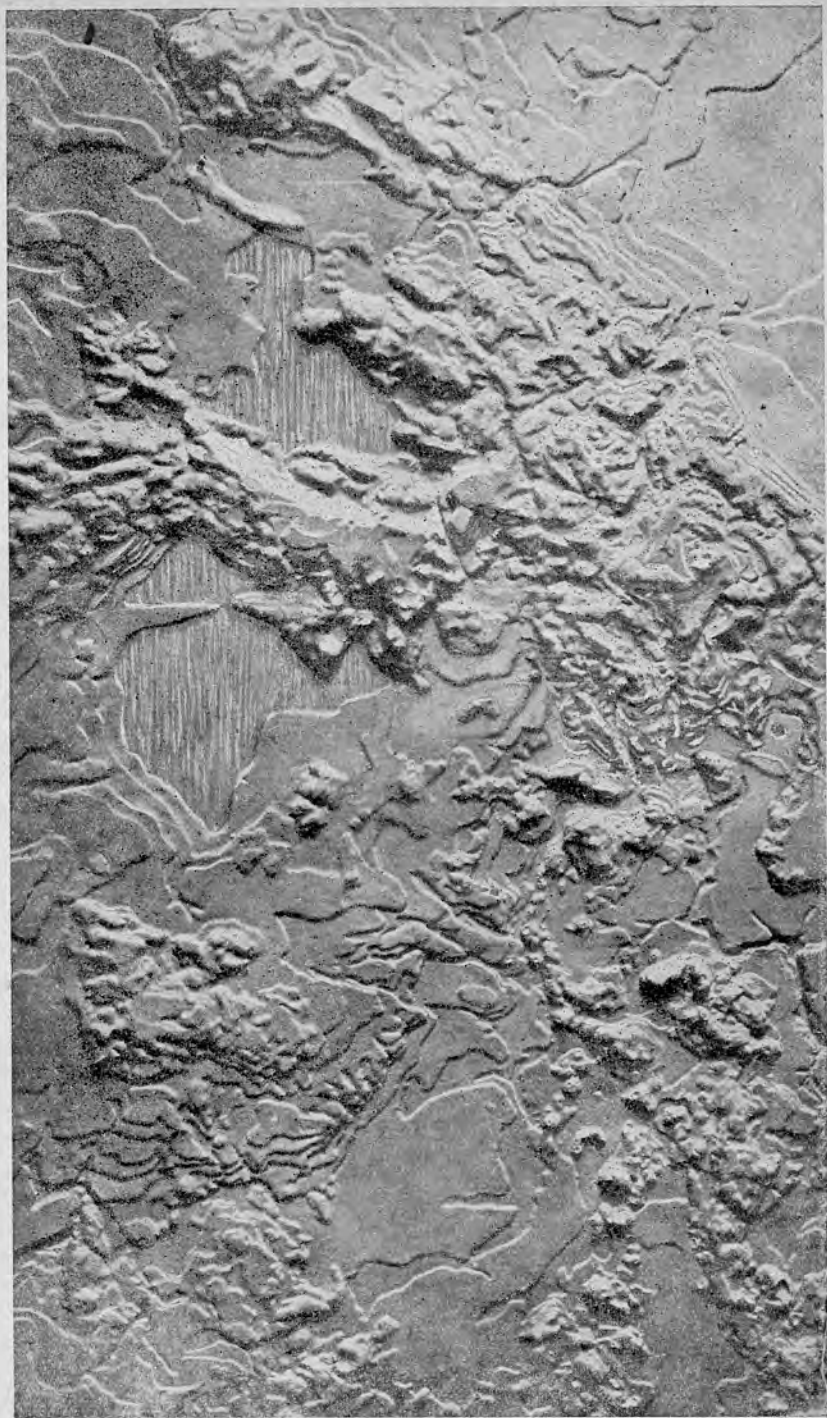


Рис. 56. Кромочный рельеф близ Ленинграда (снимок с рельефной карты).

ковых ложбинах застаивались воды и возникали временные озера. Они засыпались песком, суглинком, приносимыми со склонов. Образовывались две полосы террас, между которыми зажата полоса льда. Террасы накапливались вплотную до краев этой полосы, и края террас отпечатывали неровности краев полосы льда. Поэтому склоны камовых террас называют склонами ледникового контакта. По

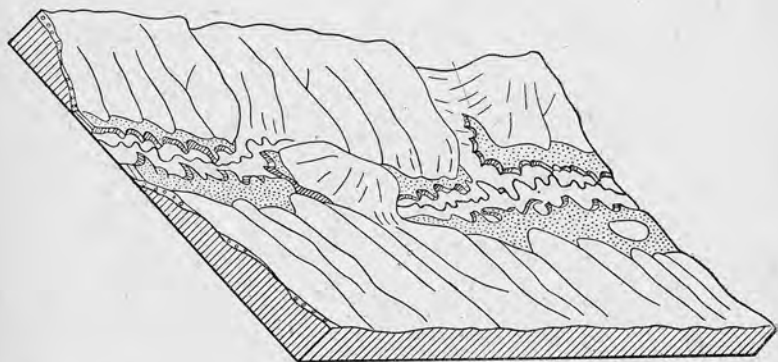


Рис. 37. Процесс исчезновения льда и образования камовых террас (по Флинту из Соколова).

положению склонов ледникового контакта можно точно таким же образом восстановить очертания ледяных масс, как это делают при помощи конечных морен. Разница в том, что в первом случае массы льда неподвижные, а во втором случае — движущиеся. Неподвижный характер ледяных масс доказывается ненарушенным залеганием слоистости в камовых террасах. Это видно даже у склонов ледникового контакта, несмотря на их теснейшее соприкосновение с ледниковыми массами; малейшее движение льда привело бы к смятию слоистости.

Была сделана попытка применения взглядов Флинта для объяснения условий образования камов окрестностей Ленинграда.

Эти камовые массивы окружены кольцом склонов ледникового контакта, на основании чего можно предполагать, что они были окружены льдом, а образование их шло во внутриледниковых проталинах, в которых скоплялись озерные воды и которые засыпались принесившимся наносом.

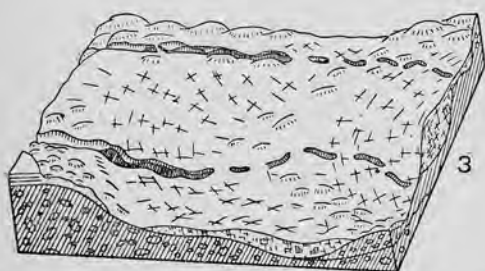
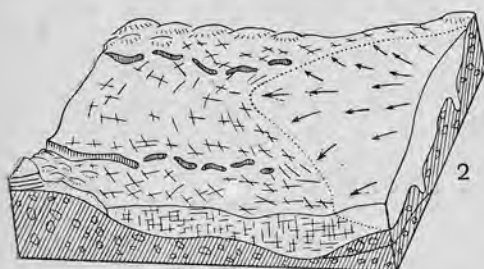
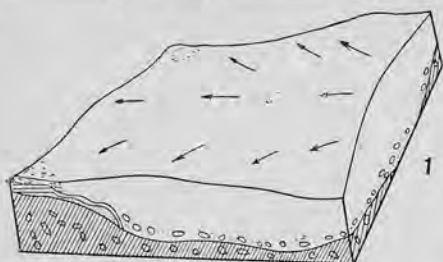


Рис. 38. Гипотетическая схема таяния льда в восточной Дании (по Андерсену).

Стрелки обозначают движущийся лед; пересекающиеся штрихи — мертвый лед; горизонтальные линии — ленточные глины; точки — пески. Длина схемы — около 40 км. 1 — лед неподвижен, но по повышенным участкам; становясь тоньше от таяния, он всплывает здесь на воде, скопившейся над ним. По понижениям движение еще продолжается.

2 — та же местность несколько лет спустя. Большая часть льда неподвижна, но движущийся лед занимает еще некоторую часть местности. Тоннели превращаются среди неподвижного льда в каналы, где формируются озы.

3 — весь лед неподвижен. Выступают конечные морены.

дошвой плавающего льда, принос этого материала прекратился (рис. 38). Происходило только выпадение внутренней морены, которая и легла поверх кама. Невозможно предположить, что валунная покрывка — результат вторичного надвигания льда и отложения поверх камов морены. Слоистость камов

Указанные взгляды не могут объяснить, откуда берутся пятна валунного суглинка (супеси), очень часто встречающиеся на склонах или на поверхности камов. Чтобы выйти из этого затруднения, датский ученый Андерсен (Andersen) предположил, что камы образовывались под толщей льда. Лед, лишенный движения, спускаясь в приледниковое озеро, всплывал и превращался в шельфовый лед. Нижняя поверхность его была неровная, как бы выщербленная. Камы представляют озерные подледниковые образования, сложенные отложениями, засыпавшими свободный промежуток под плавающим льдом до контакта с его нижней поверхностью. Рельеф камов отпечатывает неровности этой поверхности. Валунная покрывка на камах могла получиться за счет выпадения из толщи льда внутренней морены. Внутриморенный материал сначала не играл большой роли в образовании кама. Он примешивался к сортированному материалу, принесившемуся тальми водами со стороны. Когда камы выросли до контакта с по-

не смята, в рельефе также нет никаких следов вторичного нарушения.

Мертвый лед. Разбирая условия образования камов, мы столкнулись с существованием масс льда, в толще которых движение отсутствует. Такие массы льда называют мертвыми. Мертвый лед противопоставляют движущемуся, или активному, льду. С активным льдом мы имели дело во всем предыдущем изложении. Активность ледниковых масс служит причиной наступания (передвижения в дистальном направлении) ледникового края. Этот случай немислим в мертвых массах льда. Край активного льда неподвижен, потому что на данном отрезке времени поступательное движение льда уравновешивается таянием. Край мертвого льда неподвижен (кратковременно), если защищен от таяния поверхностным наносом. Наконец, край активного льда «отступает», потому что движение льда не в состоянии восполнить убыли таяния. Край мертвого льда «отступает», потому что движение (прибыль) льда отсутствует и происходит таяние. Отступление и является единственным изменением, постоянно свойственным мертвому льду.

Трудно, конечно, утверждать, в каких случаях лед был действительно мертвым, совершенно лишенным движения, в каких движение было, хотя и слабое. В последнее время указывалось, что даже в небольших современных котловинах фирна, образовавшихся из навешанного ветром снега (ледники-сугробы), все же заметно движение. Лед, обладавший движением, хотя и очень слабым, можно назвать пассивным льдом.

С пассивным льдом связано образование холмисто-моренного рельефа, с мертвым — образование камов. Те и другие занимают обширные пространства, лишенные ориентировки. *Своеобразные черты ледникового рельефа в районе, расположенном за границей Балтийского щита, можно объяснить малой подвижностью и неподвижностью ледниковых масс во время образования указанных наиболее распространенных форм рельефа.*

Зандры — песчаные пространства («поля») с ровным рельефом. Зандры могут занимать обширные и бесформенные пространства в сотни квадратных километров, покрытые редкой ксерофильной растительностью (вереск). Они образуют своеобразный ландшафт. Ровная поверхность зандров бывает иногда слабо наклонена в дистальном направлении (от края ледника). Равнинность иногда нарушается слабой волнистостью и отдельными глубокими, крутосклонными котловинами, занятыми озерами. Сложены зандры песками с галькой, мелким валунником. Наблюдается измельчание материала при движении в дистальном направлении.

В расположении зандров видна известная закономерность. Они опоясывают с внешней стороны полосы холмисто-моренного рельефа.

Зандры являются едва ли не единственной формой ледникового ландшафта, образование которой хорошо выяснено и не вызывает споров. Это объясняется присутствием зандров у края современных ледников, где удалось сделать много подробных наблюдений над их образованием. Особенно много дали наблюдения в Аляске (Т а р р), Исландии (Т о р р о д с е н, Ш п е т м а н н; Thorrod-

sen, Spethman) и на Шпицбергене (Г р и п п). Самое слово «зандр» — исландское (Sandur).

Зандры являются дельтами ледниковых потоков. Эти потоки разделяются перед краем ледника на множество рукавов и отлагают обширные песчаные поля. Местами воды текут медленно, застаиваются, и в таких случаях пески заменяются суглинками. Эти суглинки описывались в Аляске и Исландии. Они напоминают лёссовидные суглинки Русской равнины, которым тоже часто приписывают флювиогляциальное происхождение. Образованию большого числа рукавов ледниковых потоков и их блужданию, по всей вероятности, способствует мерзлота. Об этом можно судить по наблюдениям, сделанным в Якутии А. А. Григорьевым. Там реки блуждают из-за мерзлоты, которая сковывает грунт и препятствует глубокой эрозии.

Накопление зандров происходило на суше, хотя не исключена возможность погружения дистальной части зандров под уровень озера или моря (Исландия, Аляска, Шпицберген). Проксимальная часть зандров примыкает к краю ледника обыкновенно непосредственно, так как конечные морены наблюдаются редко. Основываясь на этом, зандрам стали в последнее время придавать большое значение для определения положения края ледника (в северной Германии). Его проводят по проксимальной границе зандров.

Подледниковые ложбины. Сюда мы относим один из двух основных типов ложбин, промытых тальми водами ледника. Особенности подледниковых ложбин следующие: небольшая ширина (менее километра) при значительной глубине (много десятков метров); отсутствие определенного уклона и котловинообразные углубления дна; незначительная длина — не более двух-трех десятков километров; ориентировка преимущественно в направлении движения льда, в германской литературе известны под названием «Rinnen». Котловины на дне этих ложбин обыкновенно заняты озерами. Озера, расположенные цепочкой, вытянутые и глубокие, создают характерный элемент рельефа озерной области.

Есть два объяснения происхождения этих ложбин. Большею частью их считают подледниковыми образованиями. Талые воды проникают в толщу льда по трещинам. Как показывают измерения температуры льда на Шпицбергене, лед в летнюю половину года имеет температуру, равную точке плавления льда (в Гренландии температура в верхних слоях круглый год отрицательная), и вода может циркулировать во льду, не замерзая. Весьма вероятно, что такова же была термика краевой части Европейского ледникового покрова. Нисходящие потоки вод циркулировали в каналах, во льду, испытывая гидростатическое давление, равное весу находящегося выше столба воды. Под действием этого давления потоки достигали подошвы льда и здесь могли производить большую эрозионную работу. Образовывались глубокие эрозионные рывины, осложненные на дне котловинами. Внутриледниковые каналы, по которым циркулируют воды, действительно наблюдались (рис. 39). На западном берегу Гренландии, в месте зимовки одной из групп экспедиции Вегенера в 1930/31 г., однажды произошел даже внезапный прорыв такой водяной жилы в помещении зимовки, вырытом в фирне,

и зимовка была затоплена. Второе объяснение проще. Ледниковые ручьи, бегущие перед краем ледника, часто меняют русло. Остающиеся старицы промерзают и превращаются в линзы льда. Эти линзы могут быть погребены под наносом. Потом, растаяв, они образуют в рельефе вытянутые котловины, заполненные водой и напоминающие длинные озера наших северо-западных районов.

Приледниковые ложбины более всего развиты за границей последнего оледенения. Они широки (иногда десятки километров), неглубоки по сравнению с шириной, достигают в длину сотен километров, имеют слабое, но равномерное падение дна и вытянуты параллельно ледниковому краю. Образуют несколько параллельных систем. Происхождение их следующее. Край ледника не давал поверхностным водам стекать кратчайшим путем — по уклону местности, то есть к северу. Поверхностные воды *обтекали* ледниковый край, поворачивая преимущественно к северо-западу, в Северное море. Ложбины промывались у самого края ледника, и в них собирались воды, текущие и с юга и с севера — от самого ледника. Резкость образования ложбин пропор-



Рис. 39. Внутриледниковые тоннели Шпицбергена (по Гриппу).

циональна продолжительности образования каждой из них, то есть продолжительности остановок ледникового края. По самому числу ложбин можно до известной степени судить о числе остановок края ледника. Необходимое условие образования приледниковых ложбин — уклон рельефа к ледниковому краю. Этому условию удовлетворяет поверхность северной Германии, Европейской части СССР севернее главного водораздела, а также Западной Сибири.

В северной Германии реки Висла, Одер, Эльба и сейчас еще пользуются этими древними ложбинами, но лишь отчасти. Поэтому течение упомянутых рек коленчатое.

Взаимоотношение форм рельефа талых ледниковых вод. Между расположением камов, озов, подледниковых ложбин, зандров наблюдается определенная взаимосвязь (рис. 40). Озы и камы часто сопровождают борта подледниковых ложбин. Повидимому, ток вод, направляющихся по ложбинам, был настолько сильным, что флювиогляциальный материал мог откладываться только по краям

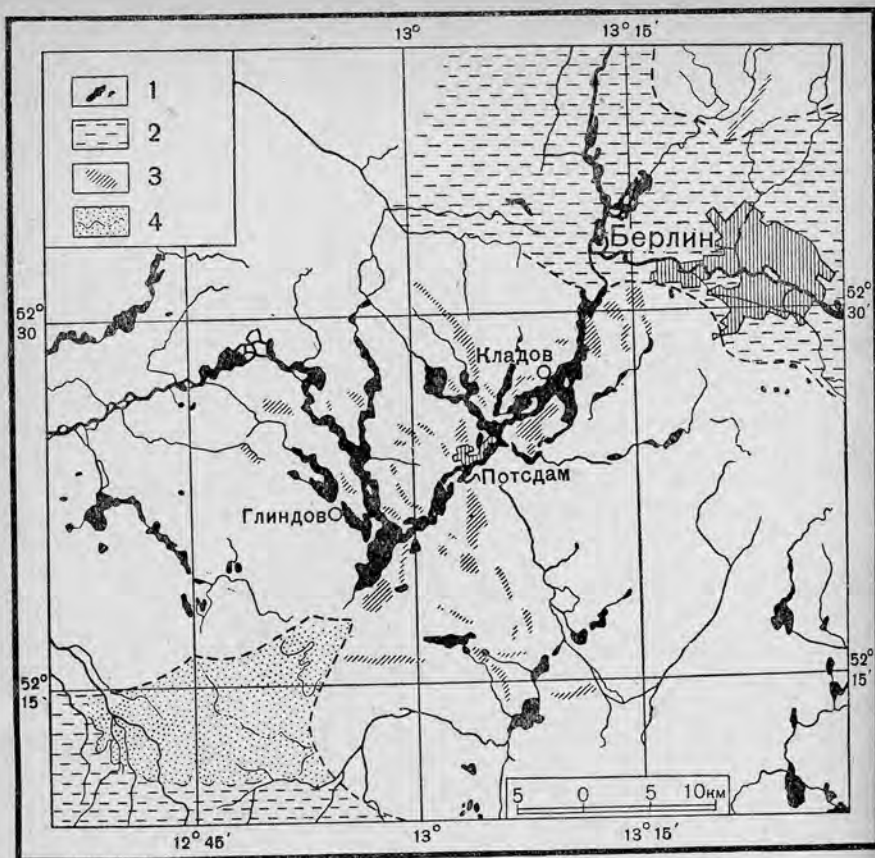


Рис. 40. Система гавельских озер у Потсдама (по Вольшштедту).

На рисунке показаны соотношения: 1 — подледниковой ложбины; 2 — приледниковой ложбины; 3 — камов и 4 — зандра. На зандре даны две горизонтали.

ложбины, образуя как бы прирусловые гривы. К дистальному концу ложбин часто примыкают зандры. Здесь отлагалась дельта флювиогляциального потока. Зандры сопровождают один из бортов приледниковых ложбин. Последние служат каналами для дальнейшего стока ледниковых и просто речных вод.

Выводы.

Причины основного отличия рельефа районов, расположенных на Балтийском щите и за его границей. Теперь мы уже в состоянии сделать вывод: 1) почему формы ледниковой аккумуляции на Балтийском щите вытянутые и закономерно ориентированные в двух взаимно перпендикулярных направлениях; 2) почему за границей Балтийского щита формы ледниковой аккумуляции широкие, расплывчатые, лишённые определенной ориентировки.

В обоих районах лед был в течение первой половины последней ледниковой эпохи активным. Это доказывают ледниковые дисло-

кации, морены напора, шрамы, расположенные во всей области последнего оледенения. Без этого допущения, конечно, был бы непонятным и самый факт продвижения льда за границу Балтийского щита, до границы последнего оледенения.

Но после максимума последнего оледенения, во второй половине ледниковой эпохи обстановка в двух указанных районах была различной.

В краевой области последнего оледенения, то есть за границей Балтийского щита, активный лед, прежде чем растаять, превращался в пассивный и даже мертвый. В этих условиях образовывались широкие камовые и холмистые массивы — основные в физиономии ледникового рельефа этого района.

Причинами отмирания льда были: удаленность ледникового покрова от области питания, создававшая неблагоприятные условия для питания краевой части покрова и его движения; уклон рельефа в сторону ледникового края (особенно уступы), заставивший лед двигаться против уклона местности.

В центральной области последнего оледенения (Балтийский щит) условия питания и движения льда оставались благоприятными и в конце оледенения. Поэтому внутренняя морена выносилась к самому краю ледника, где нагромождалась в виде узких валов конечных морен (Сальпаусельке), вытянутых параллельно краю ледника; поскольку лед двигался, ледниковые воды могли циркулировать в толще льда только в одном направлении — направлении движения льда. Это направление внутрiledниковых каналов испытывало наименьшее влияние сжатия. Поэтому озы вытянуты радиально, в направлении движения льда, и представляют собой узкие гряды.

Дополним, что в западной части краевой полосы (Дания, северная Германия) линейные формы рельефа выражены лучше, чем в восточной части (в СССР). Это легко объяснить лучшими условиями питания (ближе к Атлантическому океану) и, следовательно, движения.

Литература.

1. Григорьев А. А., Вечная мерзлота и древнее оледенение, Материалы КЕПС СССР, 8, 1930.
2. Воллосович К. А., Заметка о постплиоцене в нижнем течении Северной Двины, Мат. для геол. России, XX, 1900.
3. Докторовский В. С., Новые данные по межледниковой флоре СССР, БМОИП, IX, 1931.
4. Жузе А. П., Диатомовые межледниковых отложений р. Полометь, БМОИП, 5, 1936.
5. Карбасников М. Н., О высоте береговой линии межледникового моря в бассейне р. Северной Двины, Тр. Советской секции INQUA, III, 1937.
6. Лаврова М. А., О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины устья р. Ваги до Концегория, Тр. Советской секции INQUA, I, 1937.
7. Лихарев Б. К., Общая геологическая карта Европейской части Союза (лист 69-й, г. Шенкурск — г. Вольск), I, общая часть, Тр. ВГРОБ, 240, 1833.
8. Марков К. К., Некоторые вопросы генезиса ледниковых ландшафтов, «Природа», 5, 1931.
9. Марков К. К., Сравнение древнеледниковых ландшафтов северной Европы и современных ледниковых ландшафтов Памира, «Проблемы физ. географии», II, 1935.

10. Покровская И. М., Флора межледниковых отложений р. Полометь, БМОИП, Отд. геологии, XIV, 3, 1936.
11. Преображенский П. И., Геологические структуры южной части Ленинградской области через 60 лет после работ А. П. Карпинского, «Природа», 10, 1936.
12. Соболев Д., О гляциодислокациях, Тр. II Межд. конферен. АИЧПЕ, II, 1933.
13. Соколов Н. Н., Некоторые данные о рельефе Валдайской возвышенности, Тр. Почв. ин-та СССР, X, 1, 1934.
14. Соколов Н. Н., К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин, «Проблемы физич. географии», 1, 1934.
15. Соколов Н. Н., Условия залегания и возраст межледниковых отложений р. Полометь, БМОИП, XIV (1), 1936.
16. Сукачев В. Н., Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена, Материалы по четверт. пер. СССР, 1936.
17. Хименков В. Г., Некоторые типы ледниковых дислокаций в Подмосковном крае, Тр. II. Межд. конфер. АИЧПЕ, II, 1933.
18. Янишевский М. Э., Геологическая карта окрестностей Ленинграда. Описание геологического строения окрестностей г. Слуцка, планш. 1—57, Тр. ВГРОб, 126, 1932.
19. Яунпутинь А. И., К вопросу об условиях отступления последнего ледникового покрова на северо-западной окраине Русской равнины, ИГО, 66, 3, 1934.
20. Яунпутинь А. И. и Самойлович С. Р., Исследования по четвертичной геологии в бассейнах рек Северной Двины и Пинеги (рукопись), 1936.
21. Beurlen K., Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland, «Z. f. Gl.», XXI, 1—3, 1933.
22. Ebers E., Ergebnisse der Drumlinforschung, «Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Paläont.», Beilageband 53, 1926, Abteilung B.
23. Gams H., Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien, «Eclogae geologicae Helveticae», vol. 28, № 1, 1935.
24. Gripp K., Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927, 1929.
25. Heck H. L., Die Eem und Ihre begleitenden Junginterglazial-Ablagerungen bei Oedenbüttel in Holstein, «Abh. d. Preuss. Geol. Landesanstalt», Neue Folge, 140, 1932.
26. Jessen V. and Milthers V., Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany (mit Atlas), «Danm. Geol. Undersög.», 2 Raekke, Nr. 48, Kopenh. 1928.
27. Schott C., Zur Formgestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands, «Z. f. Gl.», XXI, 1—3, 1933.
28. Tarr R. S., Some Phenomena of the Glacier Margins in the Iakutat Bay Region, Alaska, «Z. f. Gl.» III, 2, 1908/9.
29. Worldstedt P., Probleme der Seenbildung in Norddeutschland, «Zeitschr. Ges. Erdkunde», Berlin 1926.
См. также список к главе 2, № 10 и № 15.

Глава 4.

ЕВРОПЕЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ (продолжение). РАЙОН, РАСПОЛОЖЕННЫЙ ЗА ГРАНИЦЕЙ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ВНУТРИ ГРАНИЦЫ МАКСИМАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ.

Район, который предстоит изучить в этой главе, отличается от ранее описанных следующим: 1) четвертичная толща сложена уже в значительной мере отложениями не гляцигенными, а ледниковыми в широком смысле слова и преимущественно лёссовидными;

в состав четвертичной толщи входят более древние горизонты, чем те, с которыми мы до сих пор встречались; 2) рельеф водоразделов плоский, так как формы ледниковой аккумуляции сохранились слабо. Эрозионные формы, напротив, выражены прекрасно, долины хорошо разработаны. Имеется ряд террас (рис. 41). Изучение формы и строения террас представляет один из главных путей выяснения истории оледенения. Террасы так широки, что заставляют предполагать влияние эпейрогенических движений на их образование. Они сильно переработаны ветром. Сообразно всему только что сказанному, можно наметить следующие основные темы этой главы: а) рельеф, стратиграфия отложений и история водоразделов; б) рельеф, стратиграфия отложений и история долин. Каждая из двух тем распадается на подтемы.

В этой главе мы закончим знакомство с Европейским ледниковым покровом. Поэтому остановимся еще на трех вопросах: в) движениях земной коры; г) сравнении стратиграфических схем, полученных в этой области у нас в СССР и в соседних странах; д) климате ледникового покрова.

Рельеф, стратиграфия отложений и история водоразделов.

Граница последнего оледенения и ее геоморфологическое значение. Пересекая Русскую равнину, мы легко замечаем резкое изменение характера рельефа при движении из северо-западных в центральные районы. Холмистые ледниковые ландшафты водоразделов сменяются водораздельными равнинами. Молодые речные долины, имеющие часто характер протоков (Волхов, Свирь), сменяются прекрасно разработанными речными долинами. В общем можно сказать, что аккумулятивный рельеф сменяется эрозионным рельефом.

Это не значит, однако, что формы ледниковой аккумуляции совершенно исчезают за границей последнего оледенения. Холмисто-моренный рельеф известен между Москвой и Брянском у Можайска, Медыни, Юхнова, Массальска, Спас-Демьянска (Ж и р м у н с к и й). Затем в Белоруссии он отмечен у Рославля, Пропойска, Осиповичей (С а к с), но подробнее всего описан в области Днепровского языка, где хорошо развиты напорные и насыпные конечные морены, формы, напоминающие камы и валунные гряды. С о б о л е в указывает даже, что местами ледниковый рельеф здесь так свеж, что «представляет ландшафты, не уступающие Виленским» (Д м и т р и е в, С о б о л е в).

Тип рельефа области, лежащей за границей последнего оледенения, изучал (преимущественно в Московской области) А. А. Б о р з о в (1923, 1930). Им чрезвычайно отчетливо отмечен преимущественно ровный рельеф водоразделов, разившийся из моренного рельефа, в значительной мере стертого позднейшим речным размывом и делювиальным сносом: «Если взглянуть внимательно в поверхность равнинных междуречий, она оказывается не так однотонна и проста. Прежде всего она зрело разработана эрозией: сеть неглубоких, очень слабо врезанных заросших долин ветвится по всем направлениям; но вместе с тем здесь и там разбросаны отдельные

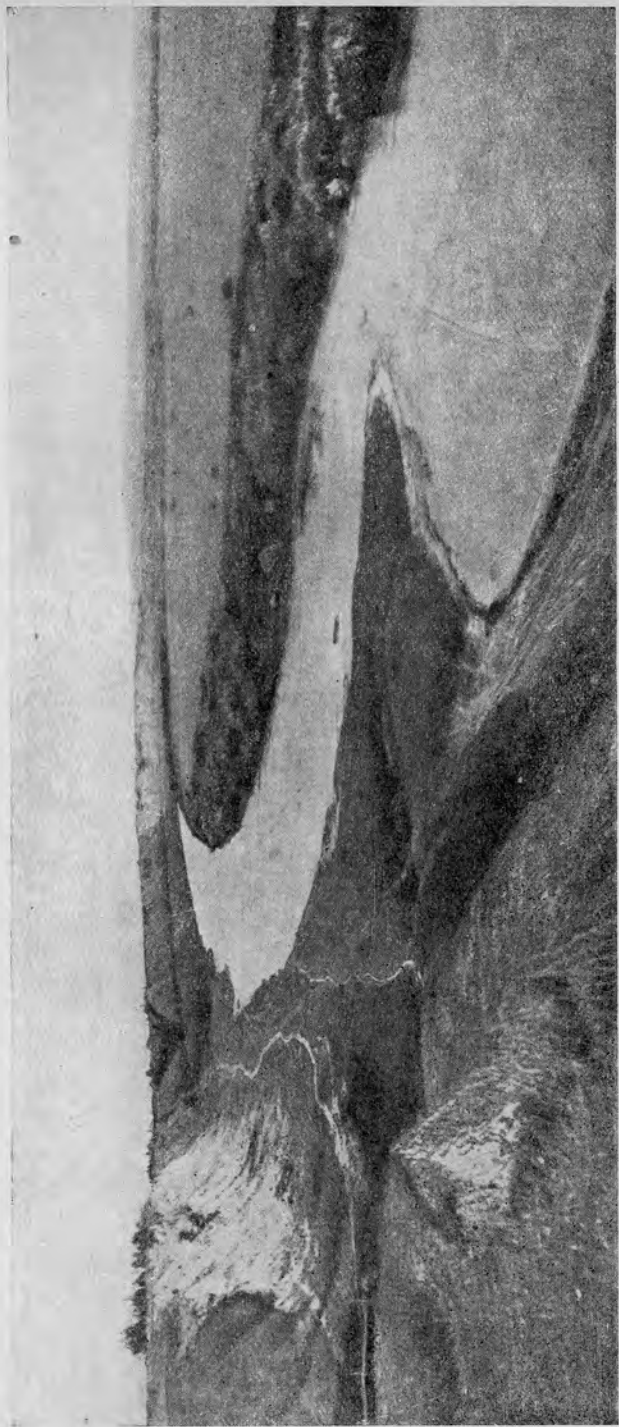


Рис. 41. Окрестности г. Лихвина Московской области, долина р. Оки. Ландшафт, типичный для района, лежащего за границей последнего оледенения и внутри границы максимального оледенения: плоский водораздел, широкая долина. Слева — дихвинское обнажение.

широкие куполообразные повышения, не связанные с этой сетью и не ею выделенные в рельефе. Возвышенность сложена моренными отложениями, прикрытыми нередко вторичными продуктами переработки морены — покровными суглинками, валунными песками в понижениях, грубым элювием морены и плащами делювиальных наносов по склонам» (1930, стр. 18).

Таким образом, формы ледникового рельефа в этом районе безусловно имеются. Но не они играют здесь ведущую роль в ландшафте.

Мирчинк придает границе последнего оледенения морфологическое значение. Многие другие исследователи настаивали на необходимости проводить границу последнего оледенения южнее, там где проходит граница (южная) двух моренных толщ, — уже в области слабо выраженного ледникового рельефа. Жирмунский проводит эту границу через среднюю Белоруссию, Розанов — через Москву, а Сакс включает в область последнего оледенения весь Днепровский язык. Этот вопрос целесообразно будет рассмотреть именно в настоящей главе, так как от того или другого его решения должно зависеть, как пройдет северная и северо-западная граница района, которому и посвящена настоящая глава.

Разбирая условия залегания континентальных межледниковых отложений (глава 3), мы указывали, что у нас известно лишь несколько случаев, когда эти отложения покрыты мореной последнего оледенения. В большинстве случаев поверх межледниковых отложений лежит не морена, а коррелятивные ей отложения: в речных долинах — пески, на водоразделах — главным образом суглинки. Мирчинк указал, что если нанести на карту все известные находки межледниковых отложений и показать отдельно те из них, где межледниковые отложения покрыты и не покрыты мореной, то граница последнего оледенения совпадет с линией, разделяющей обе группы точек. Морена последнего оледенения не покрывает межледниковые отложения в тех точках, до которых это оледенение не достигло. Можно, таким образом, определить положение его границы *стратиграфическим* путем. Мы придем тогда к выводу, что последнее оледенение не выходило за границы ясного ледникового рельефа и не покрывало, например, окрестностей Москвы, Костромы, Галича и Чухломы¹, где рельеф сглаженный.

Таким образом, *стратиграфический* и *морфологический* методы определения границы последнего оледенения приводят к одинаковому результату: ясный ледниковый рельеф кончается там, где проходит граница распространения верхней морены.

Псевдоморена. Очень часто к этому выводу мешало придти отложение псевдоморены (рис. 42). Она распространена и за границей последнего оледенения, то есть в области неясного моренного рельефа, лежит на межледниковых отложениях и похожа на морену. Поэтому между псевдомореной и мореной ставили знак равенства, то есть считали, что морена последнего ледникового покрова распространяется в дистальном направлении дальше, чем ясный

¹ По данным экспедиции ЛГУ 1936 г. для последних трех пунктов.

холмисто-моренный рельеф. Так обстояло дело в северо-западной Германии, между нижней Эльбой и Шлезвигом.

Считали, что нижнее течение Эльбы пересекалось ледниковым покровом последнего ледникового периода. В доказательство приводили межледниковые отложения, покрытые мореноподобным слоем или, как думали, просто мореной. Потребовалась очень детальная морфологическая (Грипп) и стратиграфическая (Иессен и Мильтерс) работа, прежде чем выяснилось, что поверх межледниковых отложений лежит псевдоморена. Признаки, отли-



Рис. 42. Образование псевдоморены в результате выветривания коренных склонов и солифлюкции. Хибины.

чающие псевдоморену от морены, следующие: 1) псевдоморена лежит только в котловинах, образованных в нижней морене и частично заполненных межледниковыми торфяниками; 2) мощность псевдоморены увеличивается к центру котловины; такое залегание указывает, что псевдоморена представляет образование делювиального типа и снесена со склонов ближайших возвышенностей в понижения; 3) псевдоморена залегает на межледниковых отложениях, не деформируя их; это понятно, если принять во внимание, что она отложена не движущимся льдом, а постепенным сносом со склонов; 4) наконец, состав псевдоморены такой: валунный суглинок переслаивается с песком, со слоистым суглинком (рис. 43).

Так, в Ярославской области рельеф уплощенный, совсем другой, чем дальше к северо-западу (Кириллов, Череповец), а в то же время указывалась морена, залегающая на межледниковых отложениях у Галича. На этом основании и вопреки геоморфологическим данным границу последнего оледенения передвигали на восток за Га-

лич, то есть далеко в область развития плоских ледниковых форм. Более подробное изучение показало, что в Галиче, а также Чухломе и у Плёса (на Волге) межледниковые отложения лежат в котловинах, образованных поверхностью морены предпоследнего оледенения; на них лежат безвалунные суглинки, содержащие включения гальки, линзы валунного суглинка и т. д. Мощность этих отложений увеличивается к середине понижений. На контакте с межледниковыми отложениями нарушения последних не заметны. Таким образом, это типичная псевдоморена.

Процесс отложения псевдоморены, названный нами выше (гл. 2) *делювиальным*, может быть определен точнее как *пльвунный*. Послед-

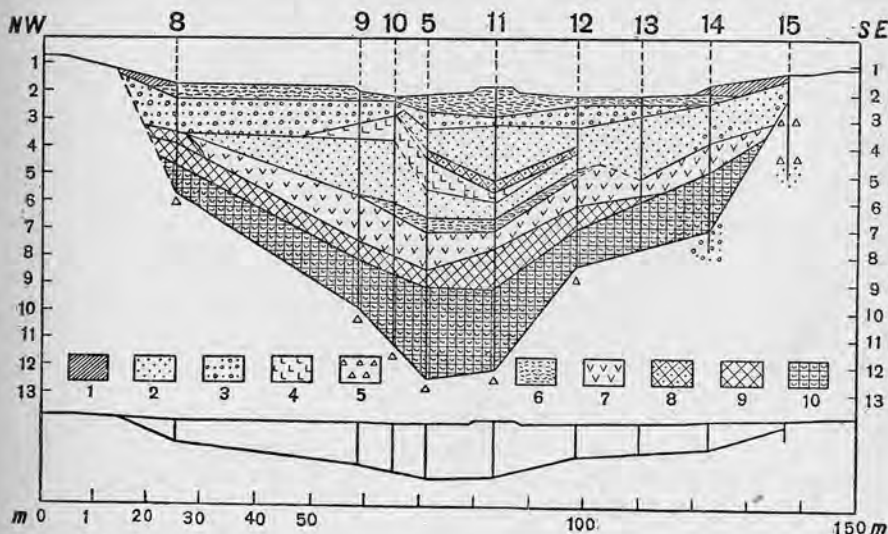


Рис. 43. Условия залегания ископаемого торфяника последней межледниковой эпохи за границей последнего оледенения в Дании, у Родебеке.

- | | |
|-----------------------|----------------------|
| 1 — ил; | 6 — сфагновый торф; |
| 2 — песок; | 7 — лесной торф; |
| 3 — песок с валунами; | 8 — песчаный ил; |
| 4 — глина; | 9 — детритусовый ил; |
| 5 — моренная глина; | 10 — известковый ил. |
- Слой 1—4 — псевдоморена (по Иессену и Мильерсу).

ний ледниковый покров не дошел на 150—200 км до Галича, Чухломы, Плёса. Но климатическое влияние оледенения сказывалось и здесь. Морена предпоследнего оледенения промерзла. В конце последнего оледенения морена стала оттаивать. Образовались потоки жидкой грязи, которые потекли со склонов отдельных холмов в соседние понижения, где покрыли межледниковые отложения. Что пльвунные процессы развивались в суровом климате, показывает пыльцевой анализ, проделанный для псевдоморены, покрывающей межледниковые отложения Плёса. Пыльца оказалась очень характерной: на $\frac{3}{4}$ — ивы, на $\frac{1}{4}$ — березы, небольшая примесь лиственницы. В иностранной литературе пльвунные процессы называют солифлюкцией (Solifluction), что в переводе означает «течение почвы» (Андерсен, Хёгбом).

Плывунные процессы в настоящее время широко распространены в областях, где есть мерзлота. Они прекрасно описаны нашими исследователями в Восточной Сибири. Работы последних имеют поэтому большой интерес для изучения четвертичного периода.

Приведем следующее описание Воллосовича (для о-ва Б. Ляховского): «От всей площади такого обрыва ползут в разных направлениях по его склонам потоки грязи, заполняя углубления и спускаясь в котловины. Убыль льда вызывает на краях обрыва образование трещин, по которым сползают дерновины тундры, обнажая новые площади» (1915, стр. 313). В районе севернее Обдорска Сукачев (1922) описал реликтовые послеледниковые торфяники, покрытые мореноподобным наносом. Это плывунные образования. Условия залегания торфяников очень напоминают описанные выше для Галича, Чухломы и Плеса.

Причина различной степени сохранности ледникового рельефа по обе стороны границы последнего оледенения. Чем вызвано это коренное отличие ландшафта? Большей частью считают, что ледниковый рельеф за границей последнего оледенения сохранился хуже, так как он здесь старше (связан с предпоследним оледенением), а потому сильнее *размыт*. Иначе объяснил это отличие Г р и п п. Он говорит, что это рельеф «не размытый, а расплывшийся», благодаря оттаиванию мерзлоты. Основные стадии образования рельефа по обе стороны от границы последнего оледенения, по мнению Г р и п п а, следующие.

1. Предпоследняя ледниковая эпоха. Образуется свежий ледниковый рельеф.

2. Межледниковая эпоха. Мерзлота, сковывающая рельеф, растаивает. Рельеф «расплавляется». Остаются лежать глыбы погребенного льда. Они тают позднее, а на их месте образуются котловины, почему рельеф принимает вновь более резкие контуры.

3. Последняя ледниковая эпоха. В области последнего оледенения — образование свежего ледникового рельефа. Глыбы погребенного льда, мерзлота. За границей последнего оледенения — мерзлота. Отложение псевдоморены на межледниковых торфяниках.

4. Послеледниковая эпоха. За границей последнего оледенения — оттаивание мерзлоты, окончательное «расплывание» моренного рельефа, окончательное исчезновение мерзлоты. Внутри границы последнего оледенения мерзлота оттаивает, склоны моренных холмов несколько сползаются, но потом растаивает погребенный лед и рельеф вновь приобретает более резкие контуры. «Старая моренная область древнее молодой по меньшей мере на один теплый отрезок времени¹» — говорит Г р и п п.

В этом объяснении есть натяжка. Вряд ли таяние ископаемого льда могло значительно восстановить прежний, «свежий» вид моренного рельефа. Но, с другой стороны, роль плывунных процессов, «распывания» моренных холмов и сползание рельефа несомненно, так как прекрасно наблюдается в настоящее время в северо-восточной Сибири. Е р м о л а е в назвал образующуюся таким образом почти-равнину о-ва Б. Ляховского «тепловой пе-

¹ То есть на одну межледниковую эпоху.

неглен», так как рельеф выравнивается здесь солнечным теплом.

Для наглядности продолжим цитату, приведенную на предыдущей странице, описывающей, как идет выравнивание рельефа о-ва Б. Ляховского. «Повышенная, стаявшая ледяная тундра заменяется низменностью, покрытой конусами мерзлых наносов с острыми вершинами, которые постепенно теряют свои острые очертания, принимают пологие формы и зарастают» (В о л л о с о в и ч, 1915, стр. 315).

Таким образом, наиболее правдоподобно объяснить выравнивание моренного рельефа в районе за границей последнего оледенения наравне с денудацией — пльвунными процессами и отнести его в значительной мере к типу теплового пенепления.



Рис. 44. Лихвинский разрез (схема) (по Маркову).

Кроме того, за границей последнего оледенения морена (предпоследнего оледенения) редко лежит на поверхности. Она покрыта лёссовидными отложениями и песками, мощность которых больше в понижениях. Покровные отложения нивелируют неровности моренного рельефа предпоследнего оледенения, который выглядит плоским.

Стратиграфия отложений водоразделов. Лихвинский разрез. В районе, расположенном за границей последнего оледенения, известен только один разрез, дающий типичную и полную стратиграфическую колонку. Он был открыт около 40 лет назад Б о г о л ю б о в ы м, после чего много раз посещался и описывался различными исследователями (особенно М о с к в и т и н ы м, С у к а ч е в ы м).

Обнажение расположено на берегу р. Оки у г. Лихвина, километров на 60 южнее Калуги и километров на 60—80 севернее (внутри) границы максимального оледенения. Стратиграфия отложений следующая (по нашим наблюдениям 1937 г.; рис. 44).

Описание горизонтов.

1. Л ё с с о в и д н а я надморенная (покровная) толща. В верхней части пористая, неслоистая, желто-палевая, напоминающая типичный лёсс. Местами прослои погребенного гумуса и подзола, мощность . . . 4—6 м.

- | | |
|--|---|
| <p>2. Гравий с галькой и мелкими валунами — флювиогляциальный 0,2—0,5 м.</p> <p>3. Морена, сверху плотная, красноватая; в среднем горизонте слоистая; внизу желто-коричневая, сильно песчаная. 8—14 м.</p> <p>4. Суглинок слоистый, песчаный, лёссовидный, желто-серый, с редкими валунчиками, флювиогляциальный 2—6 м.</p> <p>5. Глина и суглинок слоистый озерный — в правой части обнажения, где содержат теплолюбивую ископаемую флору; выполняют древнее понижение; в левой части обнажения (выше по течению) этот слой поднимается и распадается на два слоя тяжелого суглинка, разделенные слоистым песчаным суглинком, со следами погребенных почв . . . 8—12 м.</p> <p>6. Песок несортированный, состоящий из неокатанных зерен, преимущественно кварца, с линзами слабо окатанного кремневого щебня, содержащими окатанную гальку и небольшие валуны кристаллических пород более 3 м.</p> <p>7. Известняк девонский.</p> | <p>Днепровский¹ ледниковый период.</p> <p>Предпоследний межледниковый период.</p> <p>Лихвинский¹ ледниковый период.</p> |
|--|---|

В этом разрезе основное — это залегание слоя с теплолюбивой ископаемой флорой между слоями 1) морены и 2) песка со щебнем, с *кристаллической* галькой и валунами. Нижний слой в конечном его виде отложен водой скорее всего ледниковых ручьев, впадавших в р. Оку, так как плохая сортировка песка и малая окатанность кремней указывают на непродолжительность переноса. Но кристаллические валуны и гальки в песке могут находиться только во вторичном залегании и должны быть вымыты из морены: в конечном счете только ледник мог перенести их на тысячи километров от первоначального местонахождения, и самый горизонт является гляциальным, как и горизонт морены.

Между горизонтом морены и песка найдена ископаемая флора, состоящая из 65 видов растений (С у к а ч е в). Найдено много остатков теплолюбивых растений: листья бука (*Fagus*), семена граба (*Carpinus*), древесина тисса (*Taxus*), семена телореза (*Stratiotes*) и кувшинки наяды (*Najas marina*), плоды водяного ореха (*Trapa natans*). Найдены также остатки кувшинки, вымершей сейчас в Европе (*Euryale*, в настоящее время растет в восточной Азии). Много пыльцы теплолюбивых пород, а выше и ниже этого горизонта — пыльца пород, растущих в холодном климате (сосна, ель, береза). Таким образом, ископаемая флора, залегающая между двумя гляциальными толщами, напоминает по типу описанную в главе 3 и признанную типичной межледниковой.

Следовательно, две гляциальные толщи лихвинского разреза свидетельствуют о двух самостоятельных ледниковых эпохах, разделенных межледниковой эпохой.

Наиболее ранний этап четвертичной истории отмечен здесь отложением нижнего слоя песка: близость ледника и его вод неко-

¹ О наименованиях ледниковых эпох см. ниже.

торое время дает себя знать. Затем наступает межледниковая эпоха, и на дне небольшого озера старицы откладывается озерный суглинок. Местность облесена (сейчас Лихвин находится в северной части лесостепной зоны), причем в состав лесов входят древесные породы, тяготеющие к западу. До Лихвина они в настоящее время не доходят: граб сейчас не переходит с запада линию Котоп — Полтава — средняя Белоруссия; бук в СССР есть только близ границы с Польшей в верховьях Южного Буга, а также в Крыму и на Кавказе. Судя по распространению этих пород, климат межледниковой эпохи был влажным. Затем последовало отложение суглинков с валунчиками. Они принесены водами, повидимому, флювиогляциальными. Начал приближаться новый ледниковый покров. Позднее он покрыл прилегающую местность и отложил морену. В эпоху его отступления флювиогляциальные воды отложили гравий второго слоя. Климат после вторичного оледенения вновь делается мягче, отлагается верхний слой суглинков. Об условиях, господствовавших в это время, по одному лихвинскому разрезу судить трудно. Если посмотреть на карту четвертичных отложений, видно, что лёссовидные суглинки очень широко развиты за границей последнего оледенения в западной, центральной и северной частях СССР. При этом ближе к границе последнего оледенения они примыкают к зандрам, а последние уже непосредственно примыкают к границе распространения верхней морены. Эта закономерность сменны — лёссовидные суглинки — зандры — морена последнего оледенения — служит одним из доказательств, что верхний горизонт лёссовидных суглинков лихвинского разреза является стратиграфическим аналогом морены последнего оледенения. Следовательно, в последнюю ледниковую эпоху, когда льды покрывали более северные районы, в окрестностях Лихвина отлагались суглинки. Это не гляцигенные, но гляциальные (ледниковые) отложения. По ним можно судить, что льды в третий раз надвигались на Русскую равнину, но не дошли до Лихвина.

Таким образом, *лихвинский разрез вместе с ранее приведенными указывают на трехкратное оледенение Русской равнины*. Верхняя морена отсутствует, так как Лихвин лежит далеко за границей последнего оледенения. Предпоследнее оледенение отложило в Лихвине морену, и эта морена отвечает нижней в Валдайском разрезе. Более раннее оледенение отложило песок с кристаллическими валунами.

Остается выснить вопрос: какое же оледенение было на Русской равнине максимальным — то, которое отложило верхнюю или нижнюю морену в Лихвине? На основании одного лихвинского разреза этот вопрос разрешить нельзя. Оба решения кажутся одинаково вероятными, так как в районе Лихвина в скважинах *Москвитин* встретил две морены. Необходимы дополнительные данные.

В области всего Днепровского языка есть только одна морена. На этой морене лежат ископаемые почвы и еще выше лёсс, то есть серия отложений, подходящих на те, что залегают поверх верхней морены лихвинского разреза. С другой стороны, под единственной мореной лежат лёссовидные суглинки, ископаемые почвы, лёсс, а в разрезе высоких террас — флювиогляциальные пески. Этот

разрез можно сопоставить с лихвинским, только если принять, что в Приднепровье есть верхняя лихвинская морена. Тогда флювиогляциальные пески Приднепровья нужно сопоставить с нижней мореной Лихвина и сделать вывод, что нижняя морена выклинилась при движении к югу раньше, чем верхняя.

Следовательно, *максимальное оледенение Русской равнины было предпоследним*. Границу наиболее раннего оледенения Мирчинк проводит от средней Белоруссии через Лихвин к Москве.

Моренные толщи окрестностей Москвы. Изучение Лихвинского разреза позволило усложнить схему стратиграфии ледниковых отложений Русской равнины, выработанную в районе, расположенном внутри границы последнего оледенения: оледенение было не двух-, а трехкратное. Но действительная схема еще сложнее. Это показало изучение четвертичных отложений окрестностей Москвы. Около Москвы есть три горизонта морены (М о с к в и т и н). Москва лежит за границей последнего оледенения, и поэтому верхняя московская морена не может отвечать последнему оледенению, а должна быть древнее. Две верхние московские морены отделены только межстадиальными отложениями. В этом отношении показателен разрез у с. Одинцово. Здесь выходят две морены, а между ними — темные, окрашенные гумусом, суглинки. В суглинке найдены очень бедные остатки флоры: береза, ольха, а также фауна — мамонт и мускусный бык.

На верхней Волге, за границей последнего оледенения, на отрезке Ярославль — Плёс также лежат две морены, разделенные песками. На верхней из них встречен торфяник последней межледниковой эпохи. Межморенные пески между двумя моренами широко развиты и в средней Белоруссии.

Таким образом, верхняя морена расщепляется межстадиальными отложениями на две; они обе должны рассматриваться как отложения одной ледниковой эпохи, но двух ее различных стадий. Эта ледниковая эпоха для Московской области была последней, и ее нужно сопоставить с эпохой отложения морены максимального оледенения лихвинского разреза.

ВЫВОДЫ.

В четвертичный период Русская равнина испытала трехкратное оледенение. Второе оледенение было максимальным, а последнее — наименьшим. Максимальное оледенение имело две стадии. Последнее оледенение имело три или четыре стадии (гл. 3).

Рельеф, стратиграфия отложений и история долин.

Распределение речной сети. В распределении речной сети в четвертичное время произошли большие изменения. Отсутствие на верхней Волге террас, которые можно было бы сопоставить с древнейшим — Лихвинским — оледенением Русской равнины, приводит к выводу, что верхней Волги в то время еще не существовало. Воды текли в меридиональном направлении, то есть в направлении притоков Волги, и устремлялись в бассейны Дона. Крупные изменения произошли и в системе Днепра. Полесье, возможно, принадлежало

к бассейну Балтики и отдавало свои воды на северо-запад, а не на юго-восток — в Днепр и Черное море, как сейчас.

Лучше известны отличия эрозионной сети во время максимального оледенения. Большие площади, запертые льдом, мешали стоку речных вод кратчайшим путем к понижениям. Например, многочисленные консеквентные притоки Днепра устремляются сейчас к пониженному среднему Приднепровью, оформившемуся еще задолго до четвертичного времени. Они были отклонены Днепровским языком в сторону. Чрезвычайно характерным является образование в это время *приледниковых* (по С о б о л е в у — *гляциобсеквентных*) ложбин потоков, обтекавших ледниковый край. Такой характер носила, вероятно, р. Сура и р. Медведица, точно следующие восточному краю Донского языка, и Дон, располагавшийся вдоль южного края ледника. Днепровский язык с юга окаймляла ложбина Южного Буга до Ольвиополя и ряд других ближе к юго-западному краю ледника. Северо-восточный край ледника окаймляла приледниковая долина от Десны, через Сейм, Псел до Ворсклы и Орели. По мере того как край Днепровского языка в области левобережья отступал, долина эта перемещалась вслед за ним, последовательно занимая линию Псла, Хорола, Сулы. Таким образом, изучение движения приледниковых ложбин позволяет восстановить последовательные положения отступающего края ледника (С о б о л е в, Д м и т р и е в).

Очень подробно изучены приледниковые ложбины в северной Германии, где рельеф особенно способствовал их образованию, так как имеет наклон в сторону ледника. Большие консеквентные реки, устремлявшие свои воды к северу, встречали край ледника и вынуждены были обтекать его, выработывая приледниковые ложбины. В эти ложбины впадали одновременно, но с противоположной — северной стороны, талые ледниковые воды. В них часто заканчиваются подледниковые ложбины и в них переходят зандры (см. гл. 3).

Морфология и возраст долины Днепра. Подробнее изучена долина Днепра, главным образом среднее Приднепровье и Полесье. Здесь имеются обширные террасовые пространства, часто пониженные и заболоченные (Полесье). Эти особенности унаследованы бассейном Днепра от его древней геологической структуры. Среднее Приднепровье и Полесье занимают древнюю котловину — Украинскую мульду, или Северо-Украинский бассейн. Эта котловина ограничена с юга Украинской плитой, с востока — Русской (Центрально-Русской) плитой, а с запада отделяется Полесским валом от сходной Северо-Польской котловины. Здесь издавна располагалась область опускания и широко разливались морские трансгрессии — верхнемеловая и палеогеновая; начиная с нижнего олигоцена и до наших дней, котловина среднего Приднепровья переживает континентальный режим. Рельеф ее складывается под влиянием продолжающихся движений земной коры, речной эрозии и оледенения.

С о б о л е в считает, что наиболее древней террасой Днепра является плиоценовая — понтическая, которую он называет *верхней*. Эта терраса сложена пестрыми глинами — продуктами перемывания миоценовых (полтавских) отложений. Верхняя терраса

видна западнее Киева, затем между Псом и Хоролом. Остальные террасы являются четвертичными. Схема их расчленения в последние годы усложняется, но в основном мы имеем, кроме поймы, еще два резко выраженных уровня четвертичных террас, которые пользуются большим горизонтальным распространением.

а) *Высокую террасу* (40 м относ. выс.) называют еще главной (С о б о л е в), второй надпойменной, степной, лёссовой (покрыта лёссом), рисской (покрыта мореной максимального оледенения). Наибольшей ширины она достигает против Киева, на левом берегу Днепра (120 км). Отсюда клиновидно суживается к Днепропетровску (рис. 45).

б) *Низкую террасу* (15—20 м относ. выс.) называют первой надпойменной, боровой (покрыта сосновым бором), безлёссовой, вюрмской (не покрыта мореной максимального оледенения, а сложена флювиогляциальными песками последнего оледенения). Наибольшей ширины достигает выше по Днепру, чем верхняя терраса, и особенно по его притокам — Припяти, Сожу, Десне. Все Полесье принадлежит этой террасе. Таким образом, обе днепровские террасы представляют крупные, очень своеобразные геоморфологические районы.

В таком виде расчленение террас представлялось еще лет 5—10 назад. В последнее время эту схему усложняют и различают вместо двух надпойменных террас — четыре, так как каждую террасу разбивают на две. Еще чаще различают три надпойменных террасы: верхнюю считают за одну, но отмечают ее более сложное строение, чем думали ранее, а нижнюю разбивают на две. В таком виде строение террас описано М о с к в и т и н ы м на пространстве Киев — Прилуки (рис. 46).

Верхняя третья надпойменная терраса достигает около 130 м абс. и 40 м относ. высоты. Она на 40 м ниже водораздела. Сложена сверху вниз) такими отложениями: лёсс до 5—9 м мощности; *ископаемая* многоярусная почва (подзол — чернозем — подзол); морена до 15 м мощности (иногда между ней и почвой лежат флювиогляциальные отложения); *флювиогляциальные* тонкослоистые суглинки, переходящие в супеси и пески (иногда с мелкими окатанными валунчиками); мощность до 20—25 м; они очень характерны для террасы, лёссовидны, иногда называются озерным лёссом; *ископаемая почва*, главным образом глеевая и торфяноглеевая; *пески с галькой* вверху делаются мельче. Ниже идут коренные отложения полтавского яруса (олигоцен — миоцен).

Основное, что показывает разрез отложений третьей надпойменной террасы, — это присутствие двух горизонтов гляциальных отложений. Нижний представлен флювиогляциальными песками, а верхний — целой серией отложений: флювиогляциальными суглинками, мореной и (иногда) — верхними флювиогляциальными отложениями.

На основании сказанного выше об отложениях водоразделов должно быть ясным, что флювиогляциальные отложения нижнего горизонта отвечают первому оледенению Лихвина, не дошедшему до среднего Приднепровья. Эти отложения отвечают нижним флювиогляциальным лихвинского разреза. Следовательно, во время

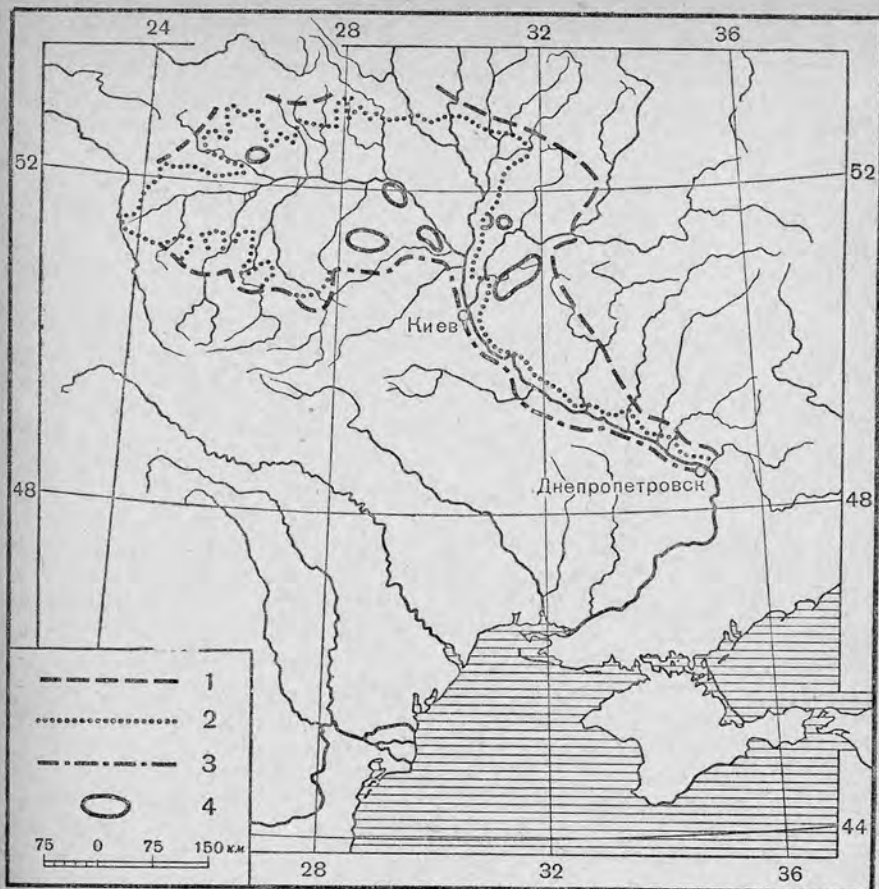


Рис. 45. Террасы Днепра.

- 1 — верхняя надпойменная терраса (Днепро-Припятское Полесье перед максимальным оледенением).
- 2 — нижняя надпойменная терраса (Полесье перед последним оледенением).
- 3 — совпадающая граница обеих террас.
- 4 — осгрова коренных пород.

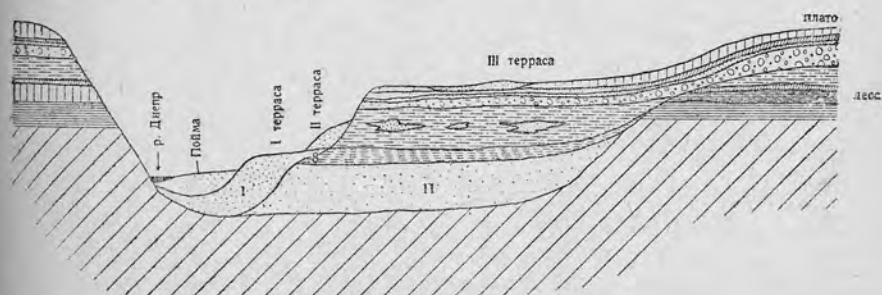


Рис. 46. Строение террас Днепра (по Москвитину).

Лихвинского оледенения третья надпойменная терраса Днепра уже существовала. По Днепру текли флювиогляциальные воды. Затем был перерыв в отложении осадков, падающий на Лихвинско-Днепровское межледниковье. Образуется ископаемая почва. Перед максимумом Днепровского оледенения по ложбине Днепра вновь текли флювиогляциальные воды, которые застаивались и образовали озера. Потом откладывалась морена, которая спускается с водораздела и выстилает третью террасу в виде плаща. С этого времени история террасы и водоразделов протекает почти одинаково и разрез вышележащих отложений (от морены) сходный.

Следовательно, в среднем Приднепровье наблюдается наложение двух террас: днепровской на лихвинскую. Геологически третья терраса двойная, но морфологически это одна терраса.

У Прилук есть еще две нижние надпойменные террасы.

Вторая надпойменная терраса сложена внизу флювиогляциальным песком, сверху — лёссовидным суглинком (по мнению украинских геологов — настоящим лёссом).

Первая надпойменная терраса (3—4 м высоты над поймой) песчаная, супесчаная, иногда глинистая. Эти надпойменные террасы вложены в третью. Следовательно, в промежутке между их образованием Днепр углубился. Но в Полесье отложения нижних надпойменных террас *наложены* на отложения третьей террасы, так же как против Киева эти последние наложены на террасовые отложения Лихвинского оледенения. Таким образом, условия Полесья не способствовали глубинной эрозии рек в промежутке между накоплением террасовых отложений.

Две молодые надпойменные террасы не всегда ясно обособлены морфологически и стратиграфически. Полесье обыкновенно относят к нижней из них. У Рогачева, на Днепре, наблюдалась, однако, резкая стратиграфическая обособленность этих террасовых отложений. Между ними наблюдался горизонт торфа с очень теплолюбивой (типа межледниковой) ископаемой флорой, которую Моквин считает межстадиальной.

Каков же возраст и происхождение двух нижних надпойменных террас Днепра? Они а) прислонены к морене максимального оледенения и, следовательно, моложе ее; б) сложены песками флювиогляциального типа (отсюда боры на террасе), значит, отвечают более молодому — последнему оледенению; в) прослеживаются вверх по Днепру до задров последнего оледенения, в которые и переходят между Оршей и Смоленском. Следовательно, пески двух нижних надпойменных террас отлагались флювиогляциальными водами последнего оледенения. Полесье представляет огромный долинный задр.

Итак, террасы Днепра отразили все три оледенения Русской равнины: Лихвинское, Днепровское и Валдайское.

Дюны. Боровые террасы рек испытали со времени своего отложения флювиогляциальными водами крупные изменения. Эти изменения связаны с деятельностью ветра. На них давно (1899) обратил внимание Тутковский, построивший стройную теорию образования лёсса.

В Полесье разбросаны в большом числе дюнные всхолмления. Отдельные холмы имеют неправильную грядообразную или очень часто дугообразную форму. Дугообразная форма свойственна барханам, то есть типичным пустынным образованиям. На этом основании Тутковский назвал Полесье кладбищем барханов. А так как дугообразные дюны вогнутой стороной обращены на запад, а выпуклой — на восток, он сделал, казалось, единственный возможный вывод, что ветер, насыпавший барханы, дул с востока. Как известно, у барханов выпуклая (в данном случае восточная) сторона — наветренная. Тутковским была построена очень стройная теория эолового происхождения лёсса, основы которой заключаются в следующем: над ледниковым покровом воздушные массы охлаждались, благодаря сильному лучеиспусканию с поверхности льда. Воздух опускался и скопился над ледниковой поверхностью. Образовывался *ледниковый антициклон*. Движение воздуха происходило от области с более высоким давлением к области с более низким давлением, — давление за границей ледникового покрова было сравнительно низким, почему устанавливался отток воздуха от центра покрова к его окраине. Первоначальное движение масс воздуха было меридиональным с севера. Все воздушные и водные потоки, движущиеся в этом направлении, отклоняются вращением Земли в северном полушарии вправо. Следовательно, северные ветры превращались в восточные: массы воздуха, спускавшиеся с большой высоты, сжимались и при этом нагревались на 1° на каждые 100 м падения. Повышение температуры книзу в неподвижном столбе воздуха меньше — в среднем около 0,5° на 100 м, и опускающийся воздух оказывается более теплым и сухим. Такие опускающиеся воздушные массы называют *фёнами*. Тутковский считал, что восточные ветры, дувшие с ледника, были *ледниковыми фёнами*. Сухой и теплый восточный ветер развеивал приледниковые зандры и нагромождал барханы. У края ледника располагалась своеобразная приледниковая пустыня — область *развевания*. Тонкая пыль выдувалась ветром и откладывалась на большом расстоянии от края ледника в виде лёсса. Область *развевания* окаймлялась лёссовой областью *навевания*. Позднее было указано, что барханов в Полесье (и аналогичных районах) нет. То, что Тутковский считал барханами, были *параболические дюны*. Они напоминают барханы только в том отношении, что имеют форму дуги. Но у бархана центральная часть дуги массивная, а крылья короткие, у параболической дюны центральная часть не образует утолщения и продолжается в длинные параллельные грядообразные крылья. У бархана выпуклый склон пологий, а у параболической дюны пологий — вогнутый склон. Поэтому до тех пор, пока считали, что в Полесье имеются барханы, приходилось принимать, что они насыпаны восточными ветрами. С тех же пор, как было доказано, что это параболические дюны, стало ясным, что ветры дули с *запада*. На самом деле, вогнутый склон дюн обращен к западу, и этот склон более пологий, то есть является наветренным (рис. 47).

Западное направление ветров преобладает у нас и в настоящее время, и его немислимо связывать с ледниковым антициклоном.

Напротив, западные воздушные массы связаны с *циклонами*, движущимися на территорию СССР с северной части Атлантического океана, от исландского минимума давления. Таким образом, казавшаяся стройной концепция Тутковского совершенно распалась (см. особенно Ленцевич, И. Хёгбом, Марков, 1928).

Образование параболических дюн лучше всего наблюдать на морском побережье, где они хорошо известны. Незакрепленная масса песка передвигается ветром. В то же время растительность пытается поселиться в ней. Это происходит раньше всего на концах дюны, так как они сильно увлажнены и лучше защищены от ветра (ниже). Концы дюн закрепляются, в то время как середина еще некоторое время движется и как бы прогибается в направлении

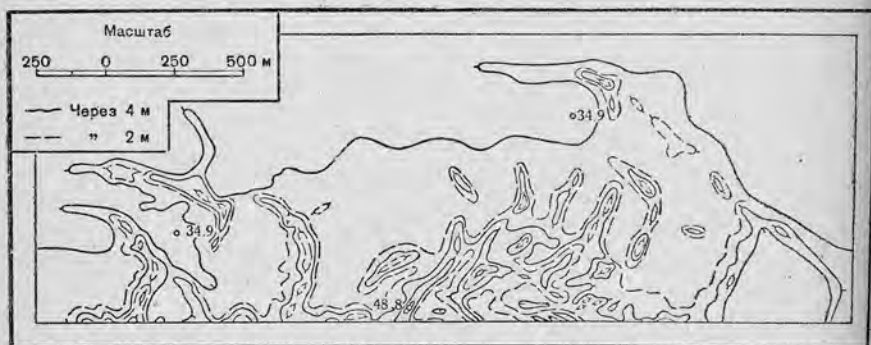


Рис. 47. Параболические дюны Ленинградской области (по Маркову).

ветра. Дюна приобретает в плане форму дуги или параболы. Наконец она зарастает полностью.

Таким образом, для образования параболических дюн необходим еще один фактор — растительность, ее взаимодействие с ветром. Параболическая дюна образуется в процессе зарастания. Следовательно, во время образования дюн никакой пустыни не могло быть. Были песчаные пространства, не вполне закрепленные растительностью. Под влиянием западных ветров на них нагромождались параболические дюны. В настоящее время выяснилось, что параболические дюны встречаются во всей области Европейского ледникового покрова: в Германии, Польше, Швеции, Полесье, Поволжье (Ветлужское Полесье), Ленинградской области.

Образовались они, повидимому, после максимума оледенения (в одну из первых стадий) и отложения нижней надпойменной террасы. В послеледниковое время дюны образоваться не могли. Тогда не было незакрепленных песчаных пространств. Кроме того, в торфяниках (образующихся с добореального времени) не находят дюнного песка.

Не приходится удивляться, что параболические дюны насыпаны западными, *влажными* ветрами. Сейчас в Исландии, с ее влаж-

ным климатом, резко выраженным циклоническим режимом, ветер очень сильно перевевает зандры. Перевевание происходит главным образом зимой. В это время: 1) поверхность зандров суше, так как ледники тают слабее, и 2) деятельность циклонов усиливается.

Движения земной коры.

Эти движения происходили не только на территории бассейна Днепра и Балтийского щита, но повсеместно на Русской равнине. Пути их изучения различны. Приподнятые морские террасы, приподнятые (антиклинально изогнутые) вложенные речные террасы, небольшая мощность отложений указывают, что данная область испытывала преимущественное поднятие. Напротив, если мы находим затопленные морские террасы, наложенные речные террасы, большую мощность отложений, то эти признаки говорят обыкновенно за погружение соответствующих участков земной коры. Областью поднятия является Балтийский щит с его высоко поднятыми морскими террасами и малой мощностью отложений. Область погружения — среднее Приднепровье и Полесье с его мощными речными отложениями и наложенными речными террасами.

Существуют две основные концепции, рисующие общую закономерность этих движений в четвертичное время.

Одни исследователи считают, что движения земной коры носили изостатический характер, а именно — вызывались накоплением на материке ледниковых масс и их таянием. Эти движения и их связь с историей оледенения, действительно, очень ясно видны на Балтийском щите, где больше всего поднялись районы, покрывавшиеся наиболее мощной частью ледникового покрова, то есть ранее испытывавшие наибольшее продавливание и погружение. Далее Днепровское Полесье не является одиноким. Пластины Припятского Полесья не представляют собой чего-либо одинокого на территории Восточной Европы, а являются звеном целой полосы таких расширений речных долин, протянувшихся вдоль края ледника от Польши до Урала. И к востоку и северо-востоку от Белорусского Полесья располагается Мещерское (бассейн Оки) и Ветлужское Полесья. Все три Полесья располагаются пятнами вблизи края последнего оледенения. Их образование также связывают с изостатическим прогибом земной коры, вызванным тяжестью ледникового покрова; ниже Полесья, на среднем Днепре имеется аналогичное, но более древнее образование: наложение днепровской террасы на лихвинскую; здесь тоже был прогиб, но более древний, связанный с предпоследним — Днепровским — оледенением. Это оледенение было максимальным, покрывало среднее Приднепровье. Ледниковая нагрузка могла здесь непосредственно сказаться и вызвать погружение земной коры.

М и р ч и н к, напротив, считает, что «оледенения были факторами, видоизменившими общее направление тектонической истории, но не были главными факторами, определявшими характер эпейрогенических движений» (1933, стр. 153). Предшествующая тектоническая история привела к образованию на территории Европейской части СССР ряда структурных элементов. Одни (более

жесткие) на протяжении ряда геологических периодов испытывали тенденцию к поднятию, другие (более мягкие) — испытывали тенденцию опускания. Наблюдается замечательное постоянство этих древних тенденций в четвертичное время. С этим обстоятельством мы уже познакомились на примере бассейна Днепра, где движения земной коры были с большой полнотой изучены Соболевым и Мирчинком.

Мирчинк намечает следующие области поднятия и опускания в Европейской части СССР (Кавказ и Предкавказье оставляем пока в стороне).

Поднимаются (преимущественно): Балтийский щит, область верхнего Днепра — верхней Волги, Украинская кристаллическая плита, Воронежская глыба, Приволжская возвышенность, Уфимское плато с Уралом.

Опускаются (преимущественно): Приднепровье, Придонье (выше Воронежской глыбы), Болгарский бассейн в Самарском Заволжье, Прикаспийская низменность.

Эти движения более подробно анализируются в ч. IV гл. 8.

Параллелизация истории оледенения Европейской части СССР, Польши и Германии.

Вся северная и средняя — равнинная часть Западной и Восточной Европы были покрыты одним и тем же — Европейским ледниковым покровом. Поэтому естественно предполагать, что основные черты четвертичной истории всей этой области были сходными и прежде всего совпадали по числу ледниковых эпох, межледниковых эпох и основных стадий ледниковых эпох. Эта точка зрения хотя и является почти общепризнанной, но на практике наталкивается еще на трудность параллелизации оледенений разных стран. Много споров вызывает даже вопрос о возрасте верхней морены такой хорошо изученной области, как окрестности Москвы. Во всяком случае, это затруднения не теоретического характера. Они вызваны недостаточностью наших сведений. Они постепенно устраняются, по мере того как степень изученности ледниковых отложений повышается.

Совсем иначе должен ставиться вопрос о параллелизации древнего оледенения *гор и равнин*. История оледенения гор может сильно отличаться (и действительно отличалась, как будет указано в следующих главах) от истории оледенения равнин, так как в горах молодые тектонические движения продолжались и в четвертичное время и накладывали отпечаток на историю оледенения.

Поэтому никакая схема древнего оледенения гор не может быть механически перенесена на равнины.

Посмотрим, как применяются указанные соображения на практике. В большинстве случаев наблюдается очень большая осторожность. Не только не переносят на равнины горные схемы, но даже и хорошо разработанным равнинным схемам не придают универсального значения. Это находит отражение в терминологии. В большинстве стран, где занимаются изучением ледниковых отложений, каждой ледниковой эпохе дают местное название, отвечаю-

ше той местности, где морена этой ледниковой эпохи лучше всего известна. Так, в северной Германии ледниковые эпохи называют по рекам (оледенение Висла, оледенение Заале и т. д.), в США—по названиям отдельных штатов (Висконсинское оледенение, Иллинойское оледенение и т. д.).

Конечно, такая терминология практически мало удобна, но зато она не вызывает никаких принципиальных возражений.

Совершенно не пользуются такой системой наименований: 1-е оледенение, 2-е оледенение и т. д.; невозможно, например, поручиться, что оледенение, которое сегодня считают 1-м, в результате дальнейших исследований не получит другую нумерацию, так как будут обнаружены следы другого, еще более раннего оледенения.

Таким образом, наиболее приемлемым, при настоящем уровне наших знаний, нужно считать систему местных названий. Этой системы мы и придерживаемся. К сожалению, в нашей литературе сильно укоренилась наименее приемлемая система наименования оледенений равнины по названиям горных оледенений Альп. В нижеприведенной таблице мы даем и эту систему названий как распространенную, хотя и нежелательную.

Одновременные ледниковые эпохи в области Европейского ледникового покрова носят следующие названия в разных странах:

Северная Германия	Польша	Европейская часть СССР (принята в настоящей работе)	Альпы (широко применяется в СССР)
Стадии Висла { Померанская Франкфуртская Бранденбургская Заале (стадия Варта) Эльстер	Варшавская Средне-Польская Краковская Ярославская	Валдайская ¹ Днепровская (со стадий Московской) ¹ Лихвинская ¹	Стадии Вюрм { Даун Гшниц Бюль Рисс Миндель Гюнц

В этой схеме бросается в глаза, что в Польше известны отложения очень древнего оледенения — Ярославского, следы которого неизвестны в Европейской части Союза. Нужно думать, что граница его из Польши резко поворачивала на север, так что льды в эту ледниковую эпоху вообще не заходили на территорию СССР.

¹ Эти названия предлагаются нами впервые.

Правильное понимание этих условий имеет большое значение для выяснения происхождения осадков внеледниковой области. Без этого невозможно, например, решение вопроса о том, как образовался лёсс (см. выше о взглядах Тутковского). Еще лет 20 назад наиболее распространенной являлась концепция, разработанная главным образом Гоббсом (Hobbs). По этой концепции, над сильно излучающей поверхностью льда происходит охлаждение воздушных масс, их опускание и накопление, что вызывает повышение давления и образование неподвижного ледникового антициклона. Для антициклона характерно центростремительное направление ветра, почему вся область, окаймляющая ледниковый покров, попадает под действие холодных и сухих ветров, дующих с ледника. Этот взгляд прочно был усвоен и нашими исследователями и оказал большую услугу эоловой гипотезе происхождения лёсса (Тутковский, Обручев).

Многое в этом взгляде правильно. Наблюдение на современных ледниковых покровах Антарктики и Гренландии подтвердило сильное излучение с ледниковой поверхности, господство (летом) ясной погоды, свойственной антициклональному режиму, и в особенности наличие сильных центростремительных ветров. В Гренландии эти ветры затрудняют пересечение ледникового покрова, так как в наиболее трудной половине пересечения, когда исследователи движутся к центру покрова, то есть в гору (уклон поверхности у края покрова в Гренландии довольно крутой), им приходится бороться со *встречным* ветром. В более легкой части пересечения, при спуске, ветер делается *попутным*.

Еще большие трудности работы создают чрезвычайно сильные ветры Антарктики. Они господствуют там, где ледниковый покров не отделяется горами от побережья, а уклон поверхности покрова крутой. Так, на Земле Адели дует постоянный юго-юго-восточный ветер. Ветер достигает необычайной силы для средних широт. Достаточно указать, что во время ленинградского наводнения 1924 г. скорость отдельных порывов ветра достигала 41 м/сек, а на Земле Адели часами дул ветер скоростью в 60 м/сек, отдельные же порывы достигали скорости 90 м/сек.

Вместе с данными, подтверждающими существование в настоящее время ледниковых антициклонов, есть основания, позволяющие ограничивать и вообще точнее понимать их значение.

Относительно *силы ветра* нужно заметить, что сильные ветры наблюдаются там, где поверхность ледникового покрова довольно круто и свободно падает к краю. Поэтому на барьере Росса, отделенном от ледникового щита Антарктики высокими горными хребтами, сила ветра невелика. Сильные ветры дуют потому, что массы воздуха под влиянием силы тяжести свободно скатываются по поверхности ледника.

Поверхность Европейского ледникового покрова имела, по всей видимости, чрезвычайно малый уклон и была на большое расстояние от края сильно замаскирована темными моренными отложениями, которые были в состоянии прогреться (см. гл. 2). Следовательно,

причина, вызывающая силу ветра в Гренландии и Антарктике, здесь безусловно отсутствовала.

Далее, было указано (Мейнардус), что ледниковый антициклон — это плоское образование, над которым лежит барометрический минимум. Последние наблюдения с шаров-пилотов, произведенные в Антарктике, подтвердили правильность этого указания. Толщина антициклона над барьером Росса оказалась равной всего 875 м.

Стационарные наблюдения в течение круглого года были организованы на самом покрове — в Гренландии — только в 1930—1931 гг. Особенно замечательными оказались работы станции «Eismitte» («Середина льда»), устроенной в центральной части щита под 72° с. ш., в 400 км от западного края щита и на высоте 3000 м. Оказалось, что в средней части щита антициклонический режим отсутствует, а наблюдается типичный циклонический режим: выпадает много осадков (больше, чем на побережье Гренландии на той же широте), облачность велика, дуют ветры переменных направлений, колебания температуры очень резкие. Как выразился Вегенер, циклоны перепрыгивают через Гренландский ледниковый покров так, как будто бы континент, почти достигающий высоты Альп, вовсе не существовал. Циклоны проходят над Гренландским щитом оттого, что Гренландия лежит вблизи от одного из центров действия атмосферы — исландского минимума, где зарождаются циклоны. Самый ледниковый покров сравнительно невелик — около 1850 тыс. км², то есть в 7 раз менее площади Антарктического покрова (13,5 млн. км²). Поэтому он не имеет своего собственного — антициклонического — режима климата. Деятельность циклонов над покровом Гренландии особенно сильна зимой.

Большое значение имеют также наблюдения над влиянием льдов Северного Ледовитого океана на климат Европы. Когда льдов больше, деятельность циклонов над Европой усиливается (Визе). Мультановский считает, что в историческое время были целые продолжительные периоды усиления деятельности циклонов (XVI в.). В это время постоянно отмечались наводнения и в то же время усиление ледовитости Северного Ледовитого океана, приводившие к блокаде Исландии пловучими льдами.

Из всего сказанного можно сделать следующие наиболее вероятные выводы о климате Европейского ледникового покрова. Во время максимального оледенения и максимума последнего оледенения над ледниковым покровом, достигавшим соответственно $\frac{1}{2}$ и $\frac{1}{4}$ размера современного Антарктического (5,5 млн. и 3,3 млн. км²), господствовал антициклон. Он представлял плоское невысокое образование и временами (особенно зимой) прерывался и сменялся проходящими от атлантического минимума (сдвинутого к югу по сравнению с современным — исландским) циклонами. Так как уклон поверхности покрова был мал, в особенности около края, то ветров, дувших с ледника, не существовало или они были крайне слабы. Но наличие медленного движения воздуха с ледника имело место и создавало у края ледника преобладание ясной погоды антициклонального типа.

Когда ледниковый покров сократился до размеров не более современного Гренландского, что отвечает примерно Валдайской — Померанской стадии, антициклон перестал существовать. Покров лежал на пути циклонов, шедших с Атлантического океана, деятельность которых, по сравнению с современной, усилилась¹, и над остатками покрова и у его края наблюдалось интенсивное (особенно зимой) прохождение циклонов. Западные ветры перевалили медленно зараставшие зандры и нагромождали параболические дюны.

Литература.

1. Борзов А. А., Очерк геоморфологии Московской губ. Об-во изуч. Моск. обл., 4, 1930.
2. Воллосович К. А., Мамонт острова Большого Ляховского (Ново-Сибирские о-ва), Зап. Минер. об-ва, 2-я серия, ч. 50, 1915.
3. Дмитриев Н. И., О ледниковых долинах Украины, Тр. II Межд. конфер. АИЧПЕ, III, 1933.
4. Дмитриев Н. И., Формы поверхности Украины, созданные аккумулятивной деятельностью Днепровского ледника, Тр. II Межд. конфер. АИЧПЕ, III, 1933.
5. Ермолаев М. М., Геологический и геоморфологический очерк острова Большого Ляховского, Тр. СОПС, серия Якутская, вып. 7, Полярная геофизическ. станция на о-ве Б. Ляховском, ч. 1, 1932.
6. Жирмунский А. М., Послетретичные образования южной части Смоленской губ., Изв. АН СССР, 1925.
7. Марков К. К., Древние материковые дюны Европы, «Природа», 6, 1928.
8. Мирчинк Г. Ф., Из четвертичной истории равнины Европейской части СССР, «Геолог. вестн.», V, 4—5, 1927.
9. Мирчинк Г. Ф., О количестве оледенений Русской равнины, «Природа», 7—8, 1928.
10. Мирчинк Г. Ф., Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода, Тр. II Межд. конфер. АИЧПЕ, II, 1933.
11. Мирчинк Г. Ф., Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи, Тр. КЧ, IV, 2, 1935.
12. Москвитин А. И., Погребенный торфяник в отложениях нижней надпойменной террасы р. Друти у г. Рогачева, Бюлл. Инф. бюро Асс. по изуч. четв. периода Европы, 3—4, 1932.
13. Москвитин А. И., Геология Прилукского округа Украины, Тр. ВГРОб, 310, 1933.
14. Москвитин А. И., Террасы р. Оки у г. Лихвина, Изв. Моск. геологоразвед. треста, II, 3—4, 1934.
15. Москвитин А. И., О трех моренах под Москвой, БМОИП, XIV (4), 1936.
16. Розанов А. Н., Границы оледенений в Центральной области, Бюлл. КЧ, 1, 1929.
17. Сакс В. Н., К вопросу о стратиграфии лёссовых отложений Белоруссии, Тр. КЧ, I, 1934.
18. Соболев Д. Н., О четвертичном морфогенезе на Украине, Тр. II Межд. конфер. АИЧПЕ, II, 1933.
19. Сукачев В. Н., К вопросу об изменениях климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время, «Метеор. вестн.», 32, 1—4, 1922.
20. Щукина Е. Н., Террасы верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края, БМОИП, XI, 3, 1933.
21. Andersson J. G., Solifluction, a component of subaërial denudation, «Journ. of Geology», 14, 1906.
22. Gripp K., Über die äusserste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland, «Mitt. Geogr. Gesell.», Hamburg, XXXVI, 1924.

¹ Общее усиление атмосферной циркуляции во время оледенения имело место, так как увеличилась разница температур между полюсом и экватором.

23. H o b b s W., The Role of the glacial Anticyclone in the Air Circulation of the Globe, «Proc. of the Americ. Phil. Soc.», v. LIV, № 218, 1915.
24. H ö g b o m B., Über die geologische Bedeutung des Frostes, Bull. Geol. Inst. of Upsala, 12, 1913—1914.
25. L o e w e F., Das Klima des Gränlandischen Inlandeises, «Handbuch der Klimatologie», III-k, 1935.
См. также гл. 2, № 10.

Глава 5.

ЕВРОПЕЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ (окончание). РАЙОНЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ ВБЛИЗИ ГРАНИЦЫ МАКСИМАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ.

В настоящей главе описываются районы, расположенные к северу и югу от границы Европейского ледникового покрова (максимального распространения). Общей чертой этих районов является широкое распространение флювиогляциальных отложений и лёссов. Отчасти эти районы охарактеризованы выше. Таковы среднее Приднепровье и Полесье. Для обоих из них характерно большее развитие гляциальных (в том числе флювиогляциальных) и древнеаллювиальных отложений.

Как было указано, флювиогляциальные песчаные (зандровые) отложения слагают поверхность большей части Полесской низменности. Они в основном принадлежат к отложениям нижней надпойменной террасы Днепра и образовались в эпоху последнего (Валдайского) оледенения. Существенно то, что они *наложены сверху* на отложения верхней надпойменной террасы. Последние представляют собой флювиогляциальные отложения максимального (Днепровского) оледенения. В среднем Приднепровье соотношение террасовых отложений другое. Здесь флювиогляциальные (и гляциальные) отложения Днепровского оледенения наложены на отложения Лихвинской ледниковой эпохи. Более же новые флювиогляциальные отложения Валдайского оледенения *прислонены* к более древним флювиогляциальным.

В распространении и условиях залегания толщ флювиогляциальных отложений в Полесье и Приднепровье имеется ряд замечательных особенностей. Первая заключается в необычайно широком (по площади) распространении террас, сложенных этими отложениями.

Площадь нижней надпойменной террасы Днепра в Полесье достигает 60 тыс. км². Площадь более древней, верхней надпойменной террасы (в Полесье и Приднепровье) достигает 130 тыс. км². Эта особенность дала основание называть подобные образования аллювиальными равнинами.

Вторая особенность заключается в приуроченности террасовых расширений к доледниковым депрессиям, повидимому, эрозионного происхождения, или областям опускания. Эта вторая особенность дала основание уточнить отмеченное выше наименование и называть районы Полесья и Приднепровья *долинно-зандровыми аллювиальными равнинами*.

Третья особенность в строении Полесья и Приднепровья заключается в широком развитии здесь не только древнеаллювиальных (флювиогляциальных) отложений, но и лёссов. При этом как в Полесье, так и в Приднепровье установлено тесное стратиграфическое

соотношение обоих типов отложений. Считается, что они накопились одновременно, хотя и различным путем (водным и эоловым).

Существенно подчеркнуть, что лёссовые отложения характеризуются более широким распространением в приледниковой зоне, чем зандровые. Лёссы выходят за пределы доледниковых депрессий и вместе с моренными отложениями покрывают склоны соседних возвышенных районов. Кроме того, к югу от среднего Приднепровья, в районе нижнего Днепра, лёссы и лёссовидные отложения слагают особенно обширные площади. Этот район лежит за пределами распространения морены максимального оледенения и широкого развития флювиогляциальных отложений последнего оледенения. Все вышесказанное позволяет нам на фактическом материале по строению районов Приднепровья, а также Приволжья и Придонской равнины рассмотреть следующие темы: 1) Условия развития в четвертичный период долинно-зандровых аллювиальных равнин и приморских террас-дельт. 2) Происхождение и возраст лёссов «гляциальной» формации.

Долинные зандры в Европейской части СССР.

Кроме Полесья и среднего Приднепровья, долинно-зандровые образования хорошо выражены в бассейне верхней Волги и среднего Дона. Общая схема расположения и соотношения долинных зандров разного возраста здесь близка к рассмотренной выше. Аналогом Полесья является система обширных песчаных низин Волжско-Окского района. Аналогом Приднепровья — Придонская равнина, на большей части своей площади сложенная лёссовидными отложениями и широкими песчаными террасами.

Черты отличия заключаются в следующем. Долинные зандры Волжско-Окского района представляют собой систему низменных равнин («низин»), разделенных более повышенными моренными равнинами. Особенно отчетливо выражены Клязьминская, Муромская, Мокша-Цнинская и Ветлужская низины. Та же большая сложность в геологическом и геоморфологическом отношении характеризует и Придонскую равнину. Неровная поверхность коренных пород и расчлененный эрозионный рельеф являются существенными признаками последней.

Накопления флювиогляциальных отложений в долинных зандрах создавались в фазы наступания и отмирания ледникового покрова. Наступание и отмирание максимального ледникового покрова отмечено развитием долинных зандров наибольшего размера. К ним целиком относятся низменные (террасовые) равнины среднего Приднепровья и Придонская. Долинные зандры последнего оледенения располагаются в основном севернее. Они представлены Полесьем и системой Волжско-Окских низин, а также нижними надпойменными, песчаными террасами в бассейне Днепра и Дона.

Обе системы долинных зандров максимального оледенения Европейской части СССР приурочены в общем к ледниковым языкам Днепровского оледенения. Как уже отмечалось, это объясняется существованием крупных доледниковых депрессий, использованных ледником при его движении к югу. Депрессии окаймлены мас-

сивами возвышенных равнин — плато (Волыно-Подольское плато, Средне-Русская и Приволжская возвышенности).

Обе депрессии имеют характерную клиновидную форму, обращенную острием вниз, на юг. Вершина клиньев отмечена сужением долин Днепра и Дона и развитием порогов и участков прорыва (Днепровские пороги, Калачевская возвышенность). Какое происхождение имеют эти депрессии?

Они только отчасти соответствуют геоструктурным впадинам Восточно-Европейской платформы. Совпадение имеется для среднего Приднепровья и восточной части Полесья (Северно-Украинская впадина).

Западное Полесье отмечено развитием Полесского тектонического моста. Система Волжско-Окских низин и Придонская равнина не имеет принципиальных геоструктурных отличий от соседних участков более возвышенных равнин. Последним, впрочем, более свойственны валообразные поднятия поверхности, главным образом осадочных коренных пород (Окско-Цнинский, Алатырский вал; Доно-Медведицкая антиклинальная зона, Воронежский выступ докембрия, Архангельский).

Для обеих депрессий характерна весьма неровная поверхность коренных пород. В Полесье третичные отложения залегают на глубине до 20 м; так же близко местами подходят коренные породы в Волжско-Окском районе. В Приднепровье наибольшая мощность четвертичных отложений (до 150 м) встречена в узкой западной части; в Придонской равнине четвертичная толща также только местами достигает 100 м. Такая неравномерная мощность четвертичных отложений указывает на то, что роль тектонического фактора — обширного по площади эпейрогенического опускания — в образовании описываемых депрессий в послетретичное время была ограничена.

Несомненно, напротив, следы древнего, глубокого дочетвертичного размыва поверхности обеих депрессий. Они отмечены развитием континентальных (древнеаллювиальных) отложений третичного возраста (Полтавский ярус в Приднепровье, С о б о л е в; Ергенинская толща на востоке, П е т р о к о в и ч). Поэтому прав, повидимому, Д. Н. С о б о л е в (1933), считающий, что «основы современного долинного ландшафта в области Приднепровья были выработаны в конце третичного периода».

Существование в доледниковое время крупных эрозионных (долинных и сниженных водораздельных) понижений в центре Восточно-Европейской равнины определило, естественно, линии главного движения льдов и стока талых вод ледников в ледниковое время. Широкое (покровное) накопление флювиогляциальных отложений по пути этого стока могло произойти, однако, только в результате некоторого застоя вод. Этот застой был создан подпором в суженных участках древних ложбин. Весьма вероятно, что особым стимулом застоя явилось относительное эпейрогеническое поднятие Днепровской кристаллической полосы и возвышенных равнин в бассейне нижнего Дона (Доно-Медведицкой антиклинальной зоны). Эти районы имеют в своем рельефе признаки недавнего эрозионного вреза, обусловленного, вероятно, тектоническим поднятием (см.

ниже). Было высказано мнение о компенсационном характере указанных поднятий в эпохи оледенений, в связи с ледяной нагрузкой более северных районов.

Итак, существование обширных, открытых на юг, доледниковых депрессий, сток и скопление талых ледниковых вод в пределах этих депрессий вследствие затрудненного оттока — создали условия для образования в эпохи оледенений долинно-зандровых аллювиальных равнин в Восточной Европе.

Подобные условия отсутствовали у края ледникового покрова в Западной Европе. Надвигание ледникового покрова на равнину, наклоненную к северу, обусловило развитие здесь других форм размыва и накопления водно-ледниковых отложений (приледниковые ложбины, Urstromtäler, зандры). О них сказано выше. Существенно отметить, что подобные формы создавались и в пределах Европейской части СССР, к северу от главного водораздела.

Террасы в районе среднего и нижнего Поволжья.

Значительное отличие в составе и строении четвертичных террасовых отложений в долине Волги выше и ниже Казани дало основание Мирчику (1935) считать, что современная долина Волги в целом образовалась только в эпоху максимального (рисского) оледенения. До этого момента сток вод из бассейна верхней Волги шел по Дону. Через район среднего и нижнего Поволжья стекали воды Камы.

Только в эпоху максимального оледенения, в результате подпора вод, произошло перепиливание казанского водораздела и присоединение Унжи (и других рек верхневолжского бассейна) к бассейну Волго-Камы. Состав и строение террасовых отложений среднего и нижнего Поволжья изучен еще недостаточно. Однако известно, что характерными особенностями их являются, во-первых, значительные расширения площади террас между Казанью и Куйбышевым (Болгарский бассейн Мазаровича) и ниже Куйбышева (сыртовая область нижнего Заволжья) и, во-вторых, резкое увеличение их мощности в пределах этих расширений. В казанско-куйбышевском расширении различают три главных серии террасовых отложений (1-я, 2-я и 3-я террасы).

В основании, повидимому, средней из этих серий, в галечно-песчаных слоях в долине нижней Камы, найдена богатая фауна млекопитающих «дорисского возраста»: *Elephas trogontherii*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Bison priscus longicornis*, *Cervus megaceros*, *Saiga tatarica*, *Felis leo spelaea*, *Equus caballus*, *Alces sp.*, *Ursus sp.*, *Asinus sp.*, *Castor sp.*, («фауна Мысов»). Выше Самарской Луки мощность древнеаллювиальных отложений резко возрастает; постель их уходит на 120 м ниже современного уровня Волги. Взаимоотношения террасовых отложений выше и ниже Куйбышева окончательно не разъяснены. Повидимому, нижняя надпойменная терраса, сохраняющая приблизительно одну относительную высоту, южнее Куйбышева оказывается сложенной верхнекаспийскими (хвалынскими) отложениями. Ее на этом основании, (а также на основании взаимоотношений с ледниковыми отложениями

выше Казани) считают синхроничной последнему (Валдайскому, вюрмскому) оледенению. Впрочем, выше Казани и ниже Саратова различают еще более низкие террасовые уровни, которые связываются со стадиями стаивания последнего ледника или отступания Хвалынского бассейна. Средняя надпойменная терраса, обладающая шириной до 30 км выше Самарской Луки, обычно считается синхроничной максимальному оледенению. В ее основании залегают песчано-галечные отложения с вышеохарактеризованной фауной. Эта терраса в бассейне нижней Камы и в районе Казани имеет цоколь из коренных пород. Средняя относительная высота ее равна 30—40 м над уровнем Волги. Повидимому, терраса резко поднимается вблизи Самарской Луки (до 80—120 м по М а з а р о в и ч у, 1935).

Последнее указывает на то, что район Самарской Луки испытал в эпоху максимального оледенения или несколько позднее тектоническое поднятие не менее чем на 60 м. Это предположение объясняет большую мощность террасовых отложений выше Луки¹, а также прекращение стока волжских вод западнее Луки (в районе долин Усы и Перевалок) в позднейшее время. М а з а р о в и ч объясняет этим же поднятием перекрытие средней террасовой толщей (отложениями 2-й террасы) более древних террасовых осадков (3-й террасы) в пределах Болгарского бассейна. Другие исследователи (Ш а н ц е р, М и р ч и н к), впрочем, это отрицают.

Ниже Самарской Луки, в сыртовой области нижнего Заволжья, число террас и возраст их точно не установлены. Все же, повидимому, можно считать, что наиболее хорошо развита здесь вторая надпойменная терраса, эквивалентная нижней террасе среднего Приволжья. В состав этой террасы (южнее Хвалынска) входят верхнекаспийские отложения. Неясно выражена следующая, более высокая терраса; она сложена песчано-глинистыми отложениями и постепенно сливается с обширной равниной, сложенной бурыми глинами (сыртовые). Мощность сыртовых глин доходит до 30—35 м. Равнина, сложенная глинами, сильно размыта. В долинах, ее расчленяющих (бассейны Б. и М. Узеней, Б. Иргиза), хорошо выражены «хвалыньские» террасы (с ингрессивным залеганием верхнекаспийских отложений). Сыртовые бурые глины залегают (в виде покрова) на размытой поверхности краснобурых глин, отделяясь от них линзами и прослоями древнеаллювиальных и делювиальных отложений. Краснобурые глины в свою очередь налегают на верхнетретичные (в том числе ачкагальские) отложения. Область распространения сыртовых бурых и краснобурых глин ограничена площадью пониженного нижнего Заволжья. Ее окружают возвышенные равнины Правобережья (Приволжская возвышенность) и Общего Сырта (высокое Заволжье). На юге сыртовая равнина отделяется ясным абразионным уступом от Прикаспийской низменности. Верхняя терраса Волги (неясно выраженная в рельефе) и толща сыртовых глин, повидимому, эквивалентны средней террасовой толще среднего Приволжья. Косвенно на это указывает находка в обрывах Волги, близ Черного Яра, к югу от сыртовой области, фауны млекопитающих «дорисского возраста»: *Elephas antiquus meridionaloides*, *E. tro-*

¹ Поднимающийся район Самарской Луки подпруживал речные воды.

gontherii, Elasmotherium sibiricum, Rhinoceros etruscus (?), Cervus elaphus, Bos volgensis, Camellus Knoblochi, Felis Spelaea, Equus sp. Эта фауна («хазарская фауна нижнего Поволжья») найдена в низах нижнекаспийских отложений (под хвалынскими), т. е. отмечает слои, находящиеся в более или менее сходных стратиграфических условиях с положением сыртовых глин.

Итак, изложенный выше материал по строению и условиям распространения террасовых отложений в долине Волги рисует весьма

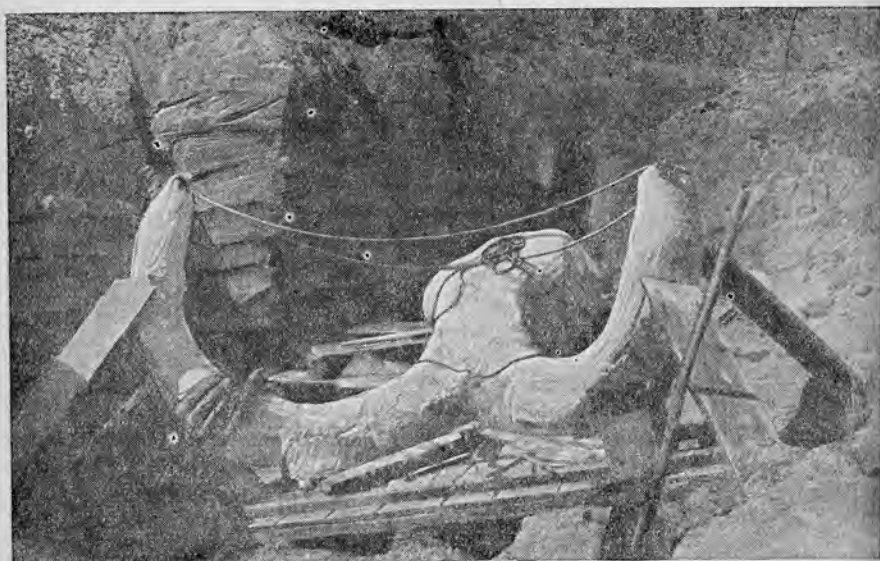


Рис. 48. Череп слона-трогонтерия. Черный Яр на Нижней Волге (фото Волжской экспедиции АН СССР, стр. 150).

сложные взаимоотношения. В общем мы видим, что основной причиной усложнения в строении террас Поволжья является значительное поднятие района Самарской Луки, происшедшее в период отложения осадков средних террас и позднее. Вследствие этого поднятия к северу от Самарской Луки были накоплены мощные древнеаллювиальные отложения. Здесь были созданы условия значительного подпора, способствовавшие сгуживанию приносимого с севера материала. Накопленные отложения были преимущественно песчаные. Более тонкозернистый (глинистый) материал выносился далее и аккумуляровался в сыртовой области нижнего Заволжья. Аккумуляция способствовала дельтовой обстановке в низовом Поволжье, созданная подпором вод Хвалынского бассейна. Размеры дельты определялись площадью древней тектонической (доакчагыльской) депрессии.

Таким образом, в связи с образованием в среднем Поволжье — в пределах Болгарского бассейна — аналога долинного песчаного зандра, в нижнем течении Волги была сформирована приморская терраса-дельта, сложенная глинистыми отложениями.

Древние террасы-дельты нижнего Днепра и Дона.

Рассмотренная схема образования древней террасы-дельты в сыртовой области Заволжья вполне приложима и к другим путям стока талых вод древнего ледника на площади Европейской части СССР. Весьма обширной по площади древней террасой-дельтой

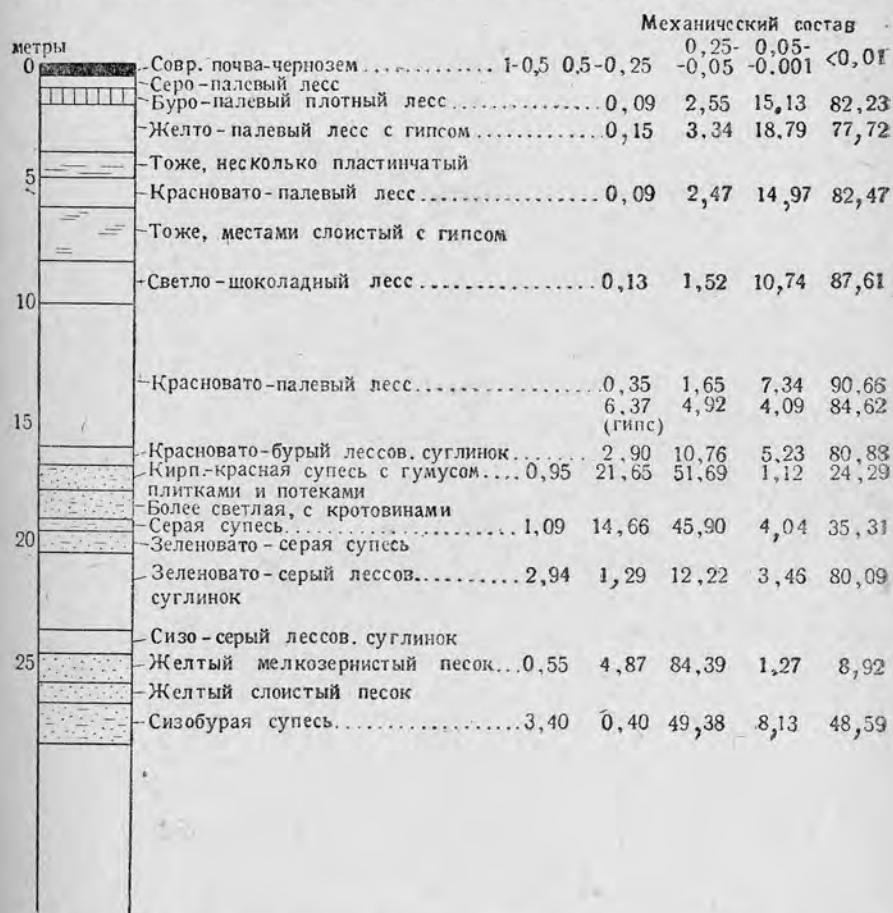


Рис. 49. Разрез глубокого шурфа на территории заповедника «Аскания-Нова»-Нижний Днепр (по Савинову и Францессону).

является, по видимому, так называемая Причерноморская низменность от р. Молочной до Буга. Она создана вследствие слияния ряда отдельных террас-дельт. Морфологические и геологические особенности этой террасы-дельты весьма характерны. Это весьма равнинная местность, сложенная с поверхности однородным покровом глин, «шоколадных лессов» и суглинков мощностью до 25—30 м, залегающих на неровной поверхности краснобурых глин. Последние в свою очередь покрывают верхнетретичные отложения.

Покров отложений нижнего Приднепровья в основном очень глинист (до 80—90% частиц $< 0,01$ м, Саввинов и Францесон). Он заметно опесчанивается вблизи современной долины и дельты Днепра, где развиты новейшие песчанистые отложения (нижняя надпойменная терраса).

Глинистые осадки нижнего Приднепровья часто имеют лёссовидное сложение. Особенно свойственно оно верхним горизонтам отложений и выходам их в обрывах. Подобное свойство («облёссование» вблизи дневной поверхности) отмечалось и для сыртовых глин Заволжья. На причинах его мы остановимся ниже.



Рис. 50. Обрыв лёссовой толщи с погребенной почвой. Берег Азовского моря близ г. Геническа.

Если учесть, что: 1) нижнеднепровская терраса-дельта развита к югу от Днепровской кристаллической полосы, 2) к северу от последней, в районе среднего Приднепровья, развита типичная долинозандровая равнина, — аналогия с вышерассмотренной системой Волги окажется очень близкой. На основании этой аналогии, а также соотношения террас, естественно считать днепровскую террасу-дельту синхроничной максимальному оледенению. Сходство обоих районов дополняется еще находкой в низовьях Днестра, под лёссовой толщей, песчано-галечных отложений с следующей «доледниковой» фауной млекопитающих: *Alces latifrons*, *Cervus elaphus*, *S. eurycerus*, *S. savini*, *Bison priscus*, *Rhinoceros etruscus*, *Equus caballus*, *E. stononis*, *Elephas Wüsti*, *E. antiquus*, *E. armeniacus*, *Ursus*, *Camelus* и нек. др. («фауна тираспольского гравия»).

Существенной особенностью покрова глинистых и суглинистых отложений нижнего Днепра является находка в них погребенных почв. Число почв не очень определено — от 1 до 5 (Ж р о к о с).

Они расчленяют толщу глин и суглинков на ряд «ярусов», мощностью от 1,5 до 5—6 м. Украинские геологи (Н а б о к и х, Л а с к а р е в, К р о к о с и др.) придают погребенным почвам большое стратиграфическое значение. Геологи, работавшие в Заволжье (П а в л о в, М а з а р о в и ч, С а в а р е н с к и й и др.) и встретившие подобные образования в сыртовых глинах, его отрицают.

Подобное расхождение отчасти объясняется различной трактовкой генезиса отложений нижних Заволжья и Приднепровья. Украинские геологи считали осадки нижнего Приднепровья за типичный лёсс эолового происхождения. Они вполне разделяли гипотезу Т у к о в с к о г о — З е р г е л я (Soergel) о происхождении лёсса путем деятельности ветров типа ледниковых фёнов. На этом основании погребенные почвы рассматриваются как свидетели перерывов в накоплении лёсса, образовавшиеся в межледниковые эпохи. Считая лёсс нижнего Приднепровья многоярусным (до 6 ярусов), они определяют возраст верхнего яруса лёсса (до первой погребенной почвы) как вюрмский, следующий — как рисский и т. д.

Геологи, работавшие в нижнем Заволжье, считали сыртовые глины за отложения водного происхождения. Сходство сыртовых глин и нижнеднепровских «лёссов» по механическому составу и текстуре неоспоримо. Наименование «лёсс», в точном смысле этого слова, применимо к весьма ограниченным в своем распространении отложениям нижнего Днепра. Вследствие этого, а также на основании охарактеризованных выше географических материалов мы считаем взгляд украинских геологов, в применении к нижнеднепровскому району в целом, неправильным. Однако несомненно, что известное стратиграфическое значение погребенные почвы в толще осадков древних террас-дельт имеют. Они отмечают перерывы в аккумуляции отложений, охватывающие иногда весьма широкие площади. Вероятными причинами этих перерывов могли служить как местные временные осушения отдельных площадей дельт, так и более общие явления (изменения в режиме всей дельты). Вопрос этот требует специального рассмотрения. Отчасти он будет освещен дальше.

Некоторое осложнение в развитие нижнеднепровской дельты, обрисованное выше, вносили тектонические движения. Они выразились в новейшее время в погружении южной части равнины. Это вызвало образование лиманов и погружение под уровень моря части древних аллювиальных отложений.

Большая по площади, соединенная доно-кубанская древняя терраса-дельта располагается в западной части Предкавказской подгорной равнины. Геологическое строение и история ее изучены еще недостаточно. Здесь также широко распространены довольно мощные (до 100 м и более) песчано-глинистые отложения, в том числе бурые глины и суглинки, часто лёссовидные и с прослоями погребенных почв. Несомненно, что история развития этого района сложнее, чем вышеописанных. Наряду с образованием в нижнем течении Дона и Кубани обширной приморской дельты, где накапливались глинистые отложения, принесенные с севера (из Придонской низины) и юга (с Кавказа), существенное значение имели: во-первых, периодические ингрессии морских (черноморских и каспийских) вод по маньчжской депрессии, осложнявшие нормальный ход развития дель-

ты, и, во-вторых, тектонические движения. Последние выражались в опускании Предкавказской подгорной впадины (этим объясняется большая мощность аллювия) и поднятия Ставропольской возвышенности. Последнее явление обусловило постепенное отжимание Кубани к юго-западу (Р е й н г а р д т).

ВЫВОДЫ.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Долинно-зандровые равнины и приморские террасы-дельты являются весьма характерными районами скопления флювиогляциальных и древнеаллювиальных отложений у юго-восточного края Европейского ледникового покрова.

2. Долинные зандры образовались на пути главного стока вод в непосредственной близости к краю ледникового покрова, в пределах доледниковых депрессий. Скопление талых ледниковых вод и накопление флювиогляциальных (главным образом песчаных) отложений обусловлено было более всего затрудненным оттоком вод. Причиной последнего служили относительные тектонические поднятия во внеледниковой зоне.

3. Террасы-дельты образовывались в нижних, приморских, участках основных путей стока талых ледниковых вод. Границы их также определялись доледниковыми депрессиями. Развитие террас-дельт было вызвано подпором обильных талых вод, стекавших с севера морскими водами. Глинистость отложений террас-дельт обусловлена задержкой в выше расположенных долинных зандрах более тяжелого песчаного материала.

4. Наибольшего развития долинные зандры и террасы-дельты достигли в эпоху максимального оледенения.

5. Географические условия, способствовавшие образованию долинных зандров и террас-дельт, отсутствовали на юго-западной окраине Европейского ледникового покрова. Поэтому эти формы свойственны исключительно Европейской территории СССР.

Распространение лёсса в приледниковых районах.

Выше было отмечено, что районы долинно-зандровых равнин характеризуются наряду с флювиогляциальными отложениями и распространением лёссов. Древние долинные зандры Европейской части СССР, образовавшиеся в эпоху максимального оледенения, закрыты с поверхности почти сплошным покровом лёссов и лёссовидных отложений. Более молодые характеризуются развитием островов лёсса, окруженных песчаными пространствами. Однако лёссы на территории Восточно-Европейской равнины выходят за пределы долинно-зандровых депрессий. Ими покрыты склоны и окраинные площади соседних возвышенных равнин (Вольно-Подольи, Средне-Русской возвышенности).

Довольно широко распространено мнение о развитии типичных лёссовых отложений в районе нижнего Приднепровья по северному берегу Азовского моря и в бассейнах рр. Дона и Донца. Это мнение не является правильным. Отложения, слагающие нижнеднепров-

скую террасу-дельту, в основной своей массе не могут быть названы типичными лёссами. Они слишком глинисты (см. выше) и по условиям своего залегания и текстуры должны быть отнесены к своеобразной фации дельтово-аллювиальных отложений. Так же довольно глинисты и отложения северного Приазовья. Кроме того, эти последние отложения обладают ясно выраженным распространением в пределах склонов Приазовской возвышенности. Условия залегания и текстура отложений дает основание считать их за лёссовидные породы главным образом делювиального происхождения. То же относится и к бурым лёссовидным суглинкам Доно-Донецкого района.

Наибольшая мощность лёссов на Восточно-Европейской равнине свойственна долинно-зандровым депрессиям. Отдельные лёссовые толщи здесь достигают 10—15 м мощности; суммарная же мощность лёсса, морены и водноледниковых отложений в среднем Приднепровье достигает нескольких десятков метров.

Весьма широко распространены лёссы в Западной Европе, преимущественно в средней Германии и в районе верхнего и нижнего Рейна.

Здесь тянется широкая полоса лёссов, от французского морского берега через среднюю и южную Германию, Силезию, южную Польшу.

Северная граница сплошного залегания лёсса «...проходит, много раз извиваясь, от Аахена через северный край Зауэганда к северным склонам Витгенских и Везерских гор, потом через Брауншвейг, Магдебург, Лейпциг, Дрезден, Лигниц, Одерберг. Области наиболее большого распространения лёсса — это южные, окраинные ландшафты северогерманского оледенения (Саксония, Тюрингия и др.); но главное — это область верхнего Рейна, где лёсс достигает 30 м мощности» (В о л ь д ш т е д т, Woldstedt).

Г р а м а н (Grahmann) отмечает следующие характерные особенности в залегании лёсса Западной Европы.

1. Наиболее мощный лёсс (до 15—20 м) встречается вблизи больших рек (Рейн, Ваарта, Эльба и др.).

2. Другие области сплошного распространения лёсса лежат в долинах более мелких рек (Мозель, Майн, Лаан, Неккар, Везер, Заале, Эльстер и др.).

3. Лёсс поднимается на склонах от 250 до 400 м.

4. Горы средней Германии свободны от лёсса.

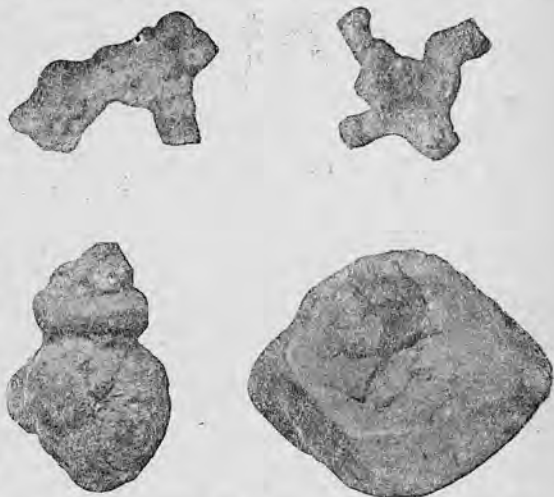


Рис. 51. Известковые конкреции, характерные для лёссов.



Рис. 52. Мамонт (по В. И. Громову).



Рис. 53. Шерстистый носорог (по В. И. Громову).

5. Северная граница средненемецкого лёсса обнаруживает в своих очертаниях зависимость от подножия гор (сплошная полоса лёсса в 15—70 км).

К северу от области почти сплошного распространения лёсса, уже в пределах ледниковых равнин средней и северной Германии, распространены «смешанные» («покровные», или «плавающие») лёссовидные супеси и суглинки малой мощности (до 1—2 м).

Состав лёссов.

Типичный лёсс представляет собой желтобурый (иногда серобурый, красноватобурый, шоколадный) пылеватый суглинок, рыхлого, пористого сложения, известковый и обычно неслоистый. Последний признак не является постоянным. Иногда лёсс слоист — тогда его называют вторичным, или переотложенным (аллювиальным, озерным, делювиальным), лёссом. От типичного лёсса отличают лёссовидные отложения. Последние представляют собой пылеватые и известковые породы различного механического состава (супеси, суглинки, глины), часто слоистые.

Основными петрографическими компонентами лёсса являются мельчайшие (мелкопесчаные и пылеватые) обломки кварца и известки, в виде конкреции пленок и комочков. Кроме того, постоянно присутствуют обломки слюды, полевых шпатов, роговой обманки, глинистые и тяжелые минералы. В механическом составе типичных лёссов преобладает фракция от 0,05 мм до 0,01 мм.

Ископаемая флора и фауна в лёссах.

Изучение пыльцы древесных пород в лёссах Европейской части СССР было произведено С у к а ч е в ы м методом обогащения. Почти во всех образцах лёсса (и погребенных почв) были обнаружены споры папоротника, хвоща, сфагнома, пыльца сосны, ели, березы, ивы, дуба и т. д. С у к а ч е в подчеркивает, что по составу пыльцы погребенные почвы не отличаются от лёссов. Наряду с единичной пыльцой (которой в общем было мало) встречались пыльники, спорангии и кусочки древесины. Последнее обстоятельство указывает на невозможность вторичного обогащения лёссов пыльцой, а также на недалекий принос последней. Отсюда следует, что накопление лёсса происходило в районах, частично облесенных. В этом, впрочем, нет ничего неожиданного; мы знаем, что отдельные острова лесной растительности, по долинам, спускаются на юг, вплоть до пустынной зоны.

В лёссах приледниковых районов часто встречаются раковины моллюсков. Изучение состава моллюсков показало, что лёссам свойствен в общем довольно однообразный смешанный комплекс форм сухопутных и пресноводных, в большинстве живущих в настоящее время. Это преимущественно следующие формы: *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Vallonia tenuilabris*, *Monacha rubiginosa*, *Stagnicola palustris*, *Planorbis planorbis*, *Pisidium*, *Paraspira*, *Radix* и др.

Большая часть ископаемых моллюсков в лёссе относится к категории влаголюбивых форм; встречаются (особенно в южных лёссах) и формы ксерофитные. Преобладают палеоарктические формы; встре-

чаются (единично) холодные (альпийские и северноевропейские) и теплые.

Ископаемые остатки крупных животных — позвоночных — в лёссах довольно редки. Они принадлежат к следующим формам:



Рис. 54. Мускусный бык (по фото Зоологического музея в Вене).

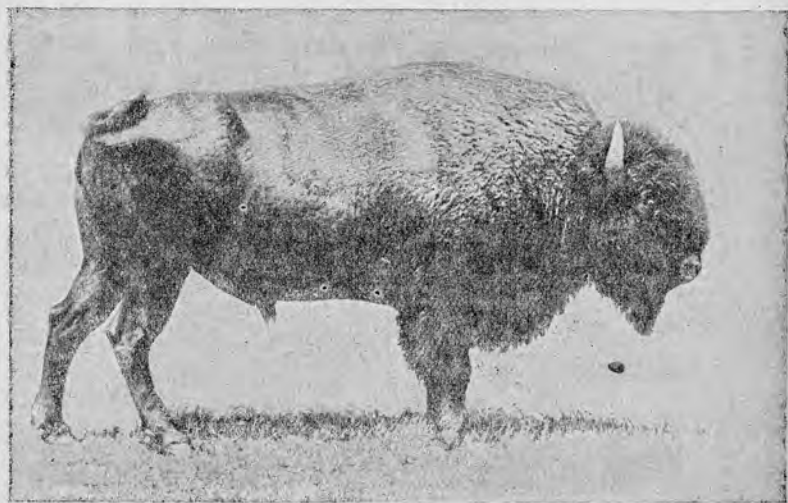


Рис. 55. Зубро-бизон. Заповедник «Аскания-Нова» (фото заповедника).

мамонт — *Elephas primigenius*, носорог — *Rhinoceros tichorhinus*, древние лошади — *Equus caballus* и др., первобытный бык — *Bos primigenius*, древние олени — *Cervus giganteus* и др., а также ряд землероев: *Arctomys bolac*, *Spalax microphthalmus*, *Citellus rufescens*, *Lepus variabilis*, *Myodes lemmus* и др.

По возрасту эти формы относятся или к ископаемым верхне- и среднечетвертичным, или же к современным; по экологии — преимущественно к степным и тундровым.

Органические остатки в лёссах в целом свидетельствуют о весьма континентальных — сухих (теплых или холодных) — климатических условиях. Районы накопления лёссов были преимущественно степные и тундровые местности, с островными лёссами. Лёсс накоплялся главным образом в субаэральных условиях, хотя местами откладывался и в постоянных водных бассейнах.



Рис. 56. Стадо зубро-бизонов. Заповедник «Аскания-Нова» (фото заповедника).

Происхождение лёссов приледниковых районов; эоловая гипотеза.

Большинство геологов, как советских, так и зарубежных, приписывает лёссам приледниковых районов эоловое происхождение. Обычно исходят из выше охарактеризованной гипотезы Тутковског о — З е р г е л я об образовании лёссов путем развевания моренных и зандровых равнин ледниковыми фёнами. Эоловая пыль накоплялась во внеледниковых районах. Благодаря такому способу происхождения лёсс покрыл поверхности надпойменных террас, склоны долин и междуречные водоразделы. Для объяснения пылеватого механического состава, а также постоянной известковистости лёссов в последнее время была выдвинута гипотеза «почвенного облессования» Б е р г а — Г а н с с е н а (Hanssen). Эта гипотеза доказывает, что в странах с сухими и теплыми климатическими условиями продукты выветривания и почвообразования всегда приобретают лёссовидный характер. Причиной этому служит накопление в покрове выветривания извести, мало растворимой и не выщелачиваемой из почвенного слоя. Присутствие в почвенных растворах больших количеств иона кальция обуславливает свертывание коллоидной фракции породы и способствует приобретению ею пылегато-комковатой структуры.

Итак: 1) развевание свежееотложенных моренных и флювиогляциальных отложений постоянно дуящими от ледника ветрами и 2) отложение золовой пыли вдали от края ледника, по мере потери скорости ветра, — представляют собой основные положения золовой гипотезы происхождения гляциальных лёссов.

Накопление золовой пыли в условиях сухого и теплого климата, способствовавшего остаточному накоплению извести и «облессованию», — представляет третье, дополнительное, положение.

Оно может быть уточнено еще в следующем отношении. Накопление извести и процесс «облессования» может происходить не только в сухих и теплых климатических условиях, но в условиях сухих с холодной зимой и теплым летом.

На это указывает широкое распространение лёссовидных отложений в центральной Якутии. Лёссовидные отложения встречены здесь в составе пойменных террас, что указывает на накопление отложений лёссовидного типа вплоть до настоящего времени. Как известно, район Якутии принадлежит к наиболее холодным районам земного шара. Нет никаких оснований считать, что в недавнем геологическом прошлом климат его был степной или пустынный. Поэтому естественно рассматривать лёссовидные отложения Восточной Сибири как «холодную» фацию. Эти отложения приобретают лёссовидный характер (известковистость, пылеватость) в результате почвообразовательных процессов, протекающих над слоем вечной мерзлоты (водоупор, препятствующий выщелачиванию) в климатических условиях холодных и сухих. Известно, что климат Якутии отличается большей сухостью и ряд элементов природы имеет здесь степной характер («алласы», солонцы, солончаки и т. д.).

Стратиграфия лёссов приледниковых районов с точки зрения золовой гипотезы.

Итак, согласно золовой гипотезы, лёссы вблизи края Европейского ледникового покрова образовывались вследствие деятельности дувших в периоды оледенения ледниковых фёнов. В межледниковые эпохи эта циркуляция воздушных масс прекращалась и лёссообразование не происходило. Фазы перерывов в накоплении лёссов отмечены развитием погребенных почв или зон выветривания. Они делят лёссовые толщи приледниковых районов на ряд ярусов или горизонтов. Число и возраст ярусов должны соответствовать эпохам оледенения.

В Западной и Восточной Европе, согласно этому взгляду, в приледниковых районах должен быть развит не менее чем трехъярусный лёсс — по числу оледенений. Соотношение лёссовых ярусов и элементов рельефа различного возраста должны быть вполне закономерны. Наиболее многоярусным лёсс должен быть на древних водораздельных площадях и на доледниковых террасах. Двухъярусный лёсс развит на террасах, образованных в эпоху первого оледенения, одноярусный — на террасах, образованных в эпоху среднего, максимального (в Европейской части СССР), оледенения. Террасы, образованные в эпоху последнего оледенения, могут быть безлёссовыми.

выми (аллювий накаплился одновременно с эоловым накоплением лёсса).

Верхний ярус лёсса (до первой погребенной почвы), по воззрению большинства геологов, обладает наиболее широким распространением. Им закрыта поверхность большей части приледниковых равнин, за исключением нижних надпойменных террас. Украинские геологи подчеркивают удивительное однообразие мощности верхнего лёссового яруса — от 2 до 3 м.

Отдельным ярусам лёсса на основании вышеизложенного присваивается наименование синхронного оледенения. В СССР принята система альпийских наименований — лёсс вюрмский, рисский, миндельский, гюнцский. В Западной Европе (Германии) пользуются



Рис. 57. Соотношение моренных и лёссовых отложений у края Днепровского ледникового языка (по Л. Луингергаузену).

или альпийской терминологией, или местной (оледенение Висла, Заале и др.), или определяют лёссы как древние, новые и новейшие. В США пользуются своими названиями оледенений — Висконсинское, Иллинойское и т. д.

Взаимоотношение моренных толщ и лёссовых ярусов в СССР определяется, согласно изложенному выше взгляду, следующим образом. В Приднепровье морена максимального (Днепровского, рисского) оледенения вклинивается в средний (рисский) ярус лёсса. Вследствие этого различают подморенную и надморенные части среднего лёссового яруса. От вышележащего лёссового яруса (вюрмского), рисский лёсс отделен погребенной почвой, развитой на подморенном лёссе. Иногда, впрочем, эта почва развита на морене. Почти аналогичное соотношение морен и лёссовых ярусов устанавливается для Германии. В США, однако, соотношение более сложное. Здесь лёсс, весьма часто значительно измененный, разделяет морены друг от друга. Подобное залегание лёсса и ископаемая фауна его, близкая к современной, заставляют некоторую часть американских геологов считать лёссы США или за межледниковые образования, или же за образования пустынного типа, навеянные с юга (см. ниже). Однако некоторые считают возможным и здесь применить упомянутый выше взгляд.

Критические замечания по «эоловой» стратиграфии лёссов.

Фактические данные по условиям залегания и числу лёссовых ярусов и погребенных почв показывают обычно более сложную картину, чем следовало ожидать на основании вышеизложенного. Часто трудно установить истинное число погребенных почв в лёссовой толще. Это объясняется, во-первых, различной степенью выраженности погребенных почв, с которыми сходны и образования иного происхождения (пойменный или делювиальный нанос, обогащенный гумусом, иллювиальные гумусовые горизонты), и, во-вторых, частым выклиниванием и расклиниванием погребенных почвенных горизонтов. Присутствие в верхнем (надморенном) лёссовом ярусе среднего Приднепровья ряда гумусовых прослоев (двух—трех) объясняли образованием лёсса между двумя стадиями стаивания последнего ледника. Гумусовым прослоям присваивали наименование стадияльных (даунский, гшницкий, бюльский). Оставалось все же непонятным в этом случае, почему лёссообразование прекращалось в фазы задержек края ледникового покрова и возобновлялось при дальнейшем отступании. Безусловным упрощением действительной географической обстановки у края ледникового покрова является взгляд о равномерном накоплении лёссового материала в виде яруса одинаковой мощности на различных элементах доледниковой поверхности. Все приледниковые районы обладали весьма расчлененным рельефом. Выше мы уже видели, что задержка наступательного движения края ледникового покрова весьма часто обуславливалась неровностями доледникового рельефа. В зоне ледникового края создавались различные напорные образования и проявлялись гляциодислокации. Естественно, что далее, за краем ледника, в пределах Восточно-Европейской равнины и в средней Германии, располагались возвышенные равнины и горные склоны с весьма расчлененным рельефом. Процессы развития этого рельефа эрозионным путем не прекращались в эпохи оледенений. Это обуславливало то, что эоловый лёссовый материал подвергался на поверхности расчлененной равнины разнообразным процессам переотложения. Участки местного смыва (водоразделы, крутые склоны) освобождались от лёссового покрова; участки местной аккумуляции (пологие склоны, террасы), обогащались лёссовым материалом. Вследствие этого мощность лёссового покрова на возвышенных равнинах не могла оказаться одинаковой. Весь район возвышенной равнины вследствие последовательного смыва должен был с течением времени или освободиться от лёссового покрова, или во всяком случае мощность его здесь должна быть меньшей, чем в соседних депрессиях. Это положение вполне подтверждается имеющимися фактическими данными. Возвышенные равнины Украины — Донецкий кряж и Приднепровье — совсем лишены лёссового покрова. В пределах Волыно-Подольского плато, отрогов Средне-Русской возвышенности и на Приазовской возвышенной равнине мощность лёссовых отложений не превосходит 10 м. Напротив, в пределах среднего Приднепровья она достигает 25—30 м. Горы средней Германии свободны от лёсса; мощность лёсса на предгорной равнине достигает 20 м.

Совершенно тот же ход рассуждений применим и к стратиграфии погребенных почв. В участках последовательного размыва условия для образования и сохранения погребенных почв наиболее неблагоприятны. Погребенные почвы должны здесь отсутствовать или же развиваться в виде отдельных линз. В участках прогрессивной аккумуляции, напротив, условия погребения почвенных горизонтов более благоприятны. Поскольку всякая погребенная почва, кроме намытой, указывает на фазу перерыва в аккумуляции, значение их как стратиграфических показателей весьма велико. Но это относится только к районам аккумуляции. Фазы размывов в пределах водоразделов, соответствующие фазам аккумуляции в депрессиях, не будут отмечены погребенными почвами. Следы лёссовых аккумулятивных фаз в участках размыва вряд ли могут долго сохраняться. Отсюда следует, что различного рода стратиграфические сопоставления по числу погребенных почв должны производиться с большей осторожностью и применяться к геоморфологически однородным районам. Кроме того, они должны быть тесно увязаны с анализом развития рельефа¹. Без соблюдения этих условий указанный метод стратиграфии превратится в схоластический и приведет к неправильным заключениям.

Сходные положения могут быть высказаны в отношении пониженных приледниковых районов. Большинство их в Восточной Европе представлено типами долинно-зандровых аллювиальных равнин или террас-дельт. Главной чертой в истории развития рельефа этих районов было периодическое боковое блуждание потоков, накопивших аллювий. Блуждания были вызваны подпором вод пологими углами уклона и многоводьем. Следствием их оказывалось периодическое осушение или обводнение различных участков аллювиальных равнин. Одновременное накопление эоловой лёссовой пыли и развитие почвенного покрова весьма осложнялось периодическими перемещениями участков накопления. Создавались весьма различные типы лёссовых и лёссовидных отложений и линзообразное залегание погребенных почв.

Общие замечания по эоловой гипотезе происхождения гляциальных лёссов.

Кроме этих частных замечаний по стратиграфии лёссовых толщ, вытекающих из признания их эолового происхождения, были высказаны следующие замечания более общего характера.

1. Нельзя считать доказанной возможность существования в приледниковой зоне постоянно дующих от ледника ветров. Для развития этих ветров барический максимум должен быть резко выраженным и склон ледникового покрова крутым. Эти условия не существовали

¹ Следует подчеркнуть, что развитие двух серий почв в лёссовой толще, расположенных одна под другой, может произойти только при условии мощности лёсса не меньше $1\frac{1}{2}$ —2 м. В случае меньшей мощности верхняя почва будет сливаться с нижней и лёссовый (безгумусовый) ярус практически не будет выражен. В разрезе будет видна лишь погребенная почва увеличенной мощности. Этим как раз и объясняется, вероятно, приуроченность верхней погребенной почвы к глубине в 2—3 м, постоянно отмечаемая украинскими геологами. В их глазах она служит доказательством однородной мощности верхнего вюрмского лёсса, что неправильно. Погребенные почвы могут иметь различный возраст, но находиться на одной глубине.

у края Европейского ледникового покрова. Мощность льда уменьшалась постепенно, преобладали пологие углы наклона или неровная поверхность ледникового покрова была покрыта плащом наносов с растительностью (см. гл. 4).

2. Развитие Европейского ледникового щита вызвало смещение путей циклонов к югу. Циклональные явления в высокой степени осложняли движение воздушных масс и в приледниковых районах.

3. Развевание моренных и зандровых отложений к краю ледника затруднялось (и летом, быть может, вовсе прекращалось) вследствие повышенного обводнения приледниковых районов и развития здесь лесной растительности.

Происхождение лёссов приледниковых районов; гипотеза водно-ледникового накопления.

Высказанные выше критические замечания по гипотезе эолового происхождения гляциальных лёссов обуславливают возможное существование других точек зрения на способ накопления этих отложений. Среди них наиболее распространенной следует признать водно-ледниковую (Докучаев, Армашевский, Павлов, Ваншаффе, Wahnshaffe, и др.).

Согласно этому взгляду, лёссовые отложения представляют собой пылеватую и глинистую фракцию водно-ледниковых наносов, отложенную в широких разливах талых вод ледника в моменты его усиленного таяния¹.

Этот взгляд опирается более всего на наблюдения по распространению и условиям залегания так называемых «покровных» суглинков или супесей Европейской территории СССР и «плавающих глини» (Flottlehme) северной Германии. Эти отложения распространены в пределах ледниковых равнин северной и восточной Европы. Давно была отмечена стратиграфическая и петрографическая близость подобных отложений к основной морене. В советской литературе она отражена в специальном термине «двучленный» нанос, указывающем на весьма постепенный переход верхнего покровного суглинка в морену. Покровные отложения широко распространены на водораздельных пространствах. Большинство геологов согласно считают их за осадки «ледниковой мути», отложившейся в широких озеровидных разливах вод у края ледника при стаивании льда. Накопление «покровных» отложений, очевидно, происходило в условиях измененного льдом рельефа, — в частности при заполненных ледяными массами доледниковых депрессиях. Этим и обуславливался покровный тип накопления. Мощность «покровных» отложений невелика — до нескольких метров; эти отложения обычно лёссовидны. Подобной же «покровной» фацией водно-ледниковых отложений можно теоретически считать и лёсс приледниковых районов. Большую мощность лёссовых отложений в этом случае можно объяснить быстрым и

¹ Р. Граман (Grahmann) и Жирмунский в настоящее время придерживаются мнения о полигенетическом происхождении лёссов. Согласно этому мнению, лёсс образовался путем двукратного отложения — сначала в виде водно-ледникового наноса, а затем эолового (путем развевания аллювия). Этим объясняется высокая степень сортированности лёссов. Основанием для этого взгляда служит факт широкого распространения лёсса в придолинных районах.

интенсивным стаиванием льдов у основного (предельного) края ледника в эпохи его наибольших остановок. Этот взгляд на происхождение лёссов еще более тесно связывает моренные, зандровые и лёссовые отложения. Он заставляет нас признать, что наибольшее накопление лёссовых отложений и в частности покровный тип их распространения должен в общем соответствовать границам ледникового покрова. Возраст лёсса среднего Приднепровья в этом случае следует значительно понизить и считать его синхроничным преимущественно Днепровскому (рисскому) оледенению¹. Лёссовым островом Полесья в этом случае следует приписывать возраст Валдайского (вюрмского) оледенения.

Причину более или менее однородного механического состава лёссов можно объяснить двояким способом. Можно считать, что существенную роль играло укрупнение структурных агрегатов породы в процессе «облёсsovания» (после отложения). Это, однако, не всегда возможно. Часть приднепровских (также среднегерманских) лёссов состоит из кварцевых зерен пылеватого размера. В последнем случае следует считаться с возможностью довольно совершенного отмучивания наноса в застойных водах приледниковых бассейнов. Подобное объяснение приложимо к накоплению лёссов в пределах долинных зандров. Наиболее глинистая фракция водно-ледникового наноса удалялась из долинных зандров вместе с стекающими к югу водами. Она накоплялась в приморских террасах-дельтах, где образовывала толщи «глинистого лёсса» (см. выше).

Географические условия для образования подпорных приледниковых бассейнов особенно были благоприятны в средней Германии. Здесь, в обширных приледниковых ложбинах, отчасти связанных с доледниковой сетью долин, могла широко развернуться аккумуляция «ледниковой мути». Наибольший размах ее должен был соответствовать эпохе максимального развития льдов. Почти непосредственный контакт края ледника и склонов доледниковых возвышенностей (гор средней Германии, Вольно-Подольского плато и Средне-Русской возвышенности в СССР) мог способствовать накоплению «ледниковой мути» на значительных высотах. Кроме «ледниковой мути», в накоплении лёсса приняли участие и лёссовидные делювиальные (и пльвунные) наносы, образованные в пределах возвышенностей и снесенные к краю ледника. Этим объясняется постепенный переход гляциального лёсса в лёссовидные породы местного, делювиального, происхождения возвышенных расчлененных равнин.

Подобный же постепенный переход (объясняемый, правда, «эоловыми» причинами) указан для США. Гляциальные лёссы области оледенения здесь постепенно переходят в «равнинный известковый суглинок» (plains marls), степи и сухие лёссовидные почвы (adobe soils) пустыни.

Замечания по поводу гипотезы водно-ледникового накопления гляциальных лёссов.

Существенным возражением против охарактеризованного взгляда является, казалось бы, факт весьма широкого распространения

¹ Может быть, за исключением лёсса нижних надпойменных террас.

лѣссов в приледниковых районах и в частности развитие их в пределах возвышенных равнин, не закрывавшихся ледником.

Это возражение, однако, не является особо существенным. Выше мы уже отмечали, что при рассмотрении проблемы генезиса лѣссов необходимо отличать процессы накопления осадочного (лѣссового) материала и его «облѣсsovания». Принять это положение — это значит согласиться с возможностью весьма различного происхождения (накопления) лѣссов и лѣссовидных пород. Лѣсс в пределах возвышенных равнин, удаленных от края ледникового покрова, мог образоваться (накопиться) иным, не водно-ледниковым, путем. На эту возможность указывает ряд фактов, и она является неоспоримой (см. часть IV работы). Более того, распространение лѣссов в указанных выше условиях обычно не является сплошным. Наиболее возвышенные участки подобных районов свободны от лѣссов. Это вполне согласуется со взглядом на местное (делювиальное и аллювиальное) происхождение (накопление) этих лѣссов, хотя иногда все же не может быть им только одним объяснено. Сплошной же покров лѣсса свойствен только окраинным участкам таких возвышенных равнин, закрывавшихся ледниковым покровом. Таковы в среднем Приднепровье восточные склоны Волыно-Подольского плато и западные Средне-Русской возвышенности. Лѣсс здесь развит в тесной связи с мореной; последняя сама обычно лѣссовидна. Детальное изучение стратиграфических взаимоотношений валунных и лѣссовидных отложений (подморенных и надморенных) также подтверждает их тесную генетическую и стратиграфическую зависимость. Повидимому, то же самое можно видеть и в аналогичных разрезах средней Германии.

Значение погребенных почв как стратиграфических документов с точки зрения водно-ледниковой гипотезы происхождения (накопления) лѣссов не может быть переоценено. Некоторые подобные горизонты несомненно могут иметь стратиграфическое значение; многие другие фиксируют местные нарушения в аккумуляции водно-ледникового наноса. Наконец, водно-ледниковая гипотеза происхождения (накопления) лѣссов освещает еще один существенный вопрос в проблеме генезиса гляциальных лѣссов. Это вопрос о причинах известковистости лѣссов. Выше мы уже указали, что, с точки зрения эоловой гипотезы, он может разрешаться только путем признания накопления известки в процессе выветривания. Однако это решение не всегда является бесспорным. Накопление известки в процессе выветривания может быть столь большим (до 20—30% от массы породы) только при условии пустынного выветривания (с минимальной потерей известки) и выветривания карбонатных пород.

Водно-ледниковая гипотеза объясняет известковистость лѣссов как следствие механического обогащения «ледниковой мути» обломками известковых осадочных пород, захваченными ледником при его движении через области развития силурийских, девонских и меловых известняков и мергелей. Для средней Германии источниками известки могли служить известняки южной Германии и карбонатно-альпийские морены. Известь в холодных водах ледника не растворялась нацело и была аккумулярована вместе с кварцевым (и другим) материалом.

ВЫВОДЫ.

На основании всего вышесказанного мы считаем, что гипотеза водно-ледникового происхождения лёссов приледниковых районов в целом в настоящее время полнее и правильнее освещает различные стороны географии и стратиграфии лёссов, чем гипотеза эоловая.

Этим положением не отрицается возможность вторичного переотложения аллювиального материала путем развевания. Некоторые черты в залегании лёссов заставляют нас признать это. Однако основная масса лёссовидного материала в приледниковых районах, повидимому, была аккумулярована водным путем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Рассмотренные выше особенности залегания и строения водно-ледниковых и лёссовых отложений в приледниковых районах позволяют представить физико-географические условия у края Европейского ледникового покрова следующим образом.

1. Районы, расположенные у края ледникового покрова, характеризовались в общем значительной обводненностью. Кроме развития систем более или менее постоянных потоков, вытекавших из-под толщи льда и накапливавших задровые конуса выносов в непосредственной близости к основному ледниковому краю, большее развитие имели затопления озерно-речного типа. Эти затопления охватывали обширные площади и развивались в основном в эпохи усиленного таяния ледника. Они были свойственны по преимуществу или узкой приледниковой зоне, или же развивались внутри ледникового покрова в связи с его стаиванием и распадением на отдельные ледяные поля и проталины. В подобных озерно-речных разливах происходило накопление «покровных», или «плавающих», отложений. Часть водно-ледникового наноса при этом могла после осушения подвергнуться развеванию и вторичному переотложению вблизи. Большое значение приобретало тогда отложение пльвунных суглинков на склонах (в связи с мерзлотой).

2. Характер водных бассейнов в приледниковых районах определялся общим уклоном местности и ее доледниковым рельефом. Следует различать в этом отношении два главных географических типа приледниковых районов. В первом — край ледникового покрова создавал препятствие для стока вод, стремившихся по уклону местности на север. Этот тип был свойствен юго-западной окраине Европейского ледникового покрова (средняя и северная Германия) и юго-восточной, к северу от главного Балтийско-Черноморского водораздела (северная часть Европейской территории СССР). В условиях ледникового подпора создавались системы приледниковых ложбин стока (гляциобсеквентных долин), параллельных краю ледника, и имели место широкие озерно-речные разливы, отмеченные распространением вне края ледника (а также отчасти внутри) покровных и озерно-гляциальных, часто лёссовидных отложений. Частной формой подобного типа была следующая: край ледникового покрова располагался в непосредственной близости к склону доледниковой возвышенности, наклоненному в сторону ледника. Этот тип был осо-

бенно хорошо выражен во время максимального продвижения ледникового покрова в Северо-Германской низменности (к склону Среднегерманских гор) и на Восточно-Европейской равнине (к склонам Волыно-Подольского плато, Средне-Русской и Приволжской возвышенности). Географические условия в это время были, с точки зрения водно-ледниковой гипотезы накопления лёссов, особенно благоприятны для накопления лёссового материала на высоких участках склонов возвышенностей.

3. Второй тип приледниковых районов характеризовался свободным стоком талых вод ледника от его края к югу по ранее существовавшим ложбинам стока. Этот тип был более всего свойствен юго-восточному краю Европейского ледникового покрова в фазы отступления и стаивания ледника. Впереди края ледника, в границах доледниковых депрессий, создавались в то время обширные долинно-зандровые равнины. В Приднепровье и в придонской депрессии эти равнины были впоследствии перекрыты ледником и закрыты мореной и лёссом. В Полесье и Волжско-Окском районах долинные зандры не были погребены.

Другой характерной чертой подобного типа приледниковых районов было развитие на нижних участках путей стока, в приморских низменностях, обширных террас-дельт, сложенных глинистыми отложениями.

4. Климатические условия у края Европейского ледникового покрова в эпоху его максимального развития характеризовались континентальностью. В узкой приледниковой зоне существовал ландшафт холодной тундростепи с островными лесными массивами. С удалением от края ледника к югу климат становился теплее, но попрежнему оставался сухим. Тундростепь переходила в холодную степь с островными лёссами. Сухие водораздельные участки чередовались с обводненными низинами, по которым происходил сток ледниковых вод. Подобная реконструкция палеоклиматических условий основывается на факте широкого развития у края ледникового покрова процессов «облессования» и на флористических и фаунистических остатках в лёссах. Она объясняется вторжением льдов максимального оледенения далеко на юг. Ледниковый покров в условиях континентального климатического режима повлек образование у края льда своеобразной модификации степи — холодной степи или тундростепи.

5. Физико-географические условия у края Европейского ледникового покрова в эпоху его стаивания и повторных продвижений до более высоких широт значительно отличались от охарактеризованных выше. В некотором удалении от края ледника расстилались леса и лесостепь; в узкой приледниковой зоне была развита лесотундра. В тесной связи с этой географической особенностью стоит меньшее развитие лёссовидных пород на севере Восточно-Европейской равнины по сравнению с югом. Процессы «облессования» (главным образом покровных отложений) развивались здесь преимущественно в условиях лесотундры.

6. Процесс «облессования» развертывался немедленно по осушению водно-ледниковых наносов или накоплении эоловых суглинистых осадков.

Он одинаково быстро происходил в приледниковой тундростепной или тундролесной зоне и в зоне степной. Основным условием его развития была постоянная или длительно-сезонная засушливость климата, препятствовавшая удалению извести путем выщелачивания. Важным фактором «облессования» в тундростепи (аналогичной современной Якутии) была мерзлота. Она являлась основным поверхностным водоупором, препятствовавшим удалению солей (извести в частности) из элювиального слоя.

7. Стаивание ледникового покрова не внесло радикальных перемен в климатические условия южных внеледниковых районов. Произошло лишь общее затухание аккумулятивных и эрозийных процессов. Процессы «облессования» уже в теплой степной обстановке продолжали развиваться.

Благодаря прекращению покровной аккумуляции наносов, общее увеличение мощности лёссовидных и лёссовых пород не происходило. На поверхности степных равнин развернулись почвообразовательные процессы, не осложняемые накоплением новых масс наносов.

Северные ледниковые равнины испытали более радикальную смену физико-географического режима. Произошло широкое расселение лесной растительности (из немногих уцелевших убежищ и из лесостепи). В геологическом разрезе это отмечено развитием межледниковых толщ осадков (см. выше).

8. Относительная стабильность континентального физико-географического режима на юге на протяжении четвертичного периода зафиксирована в однообразном литологическом составе отложений четвертичного возраста (лёссовых и лёссовидных). Она же доказывается типами ископаемой флоры и фауны.

Циклические изменения физико-географического режима на севере Европы на протяжении четвертичного периода проявились в большей литологической изменчивости отложений (оглеение, болотные, богатые гумусом отложения и карбонатные, лёссовидные). Она же зафиксирована в ископаемой флоре ледникового и особенно межледникового типа.

Литература.

1. Берг Л. С., Лёсс как продукт выветривания и почвообразования, Тр. II Междун. конф. АИЧПЕ, 1, 1932.
2. Бондарчук В. Г., Геологич. путеводитель по окрестностям Таганрога, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, 3, 1933.
3. Герасимов И. П., О генезисе и возрасте сыртовых отложений Н. Заволжья, Тр. КЧ, 4, 2, 1935.
4. Граман Р., О происхождении и образовании лёсса в Средней Европе, Бюллетень Инф. бюро, АИЧПЕ, 3—4, 1932.
5. Григорьев А. А., Геология, рельеф и почвы северо-западной части Ленско-Алданского плато и Верхоянского хребта, Мат. Ком. по изуч. Якутской АССР, 4, 1926.
6. Казаков М. П., К характеристике главнейших типов четвертичных отложений Европейской части СССР, БМОИП, 13 (3) 1935.
7. Крокос В. И., Время происхождения украинского лёсса, «Почвоведение», 1, 1926.
8. Крокос В. И., Краткий очерк четвертичных отложений Украины, БМОИП, 4 (3—4), 1926.

9. Крокос В. И., Матеріали до характеристики четвертинних покладів в східній, та південній Україні, Мат. дослідження ґрунтів України, 5, 1927.
10. Лунгерсгаузен Л., О четвертичных отложениях у границы Днепровского языка, Тр. КЧ, 3, 1, 1933.
11. Мазарович А. Н., Стратиграфия четвертичных отложений среднего Поволжья, Тр. КЧ, 4(2), 1935.
12. Мельник М. Е., Фауна моллюсков лёссов УССР, Тр. II. Межд. конф. АИЧПЕ, 3, 1933.
13. Мирчинк Г. Ф., О физико-географ. условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европ. части СССР, Изв. АН СССР, VII, 2, 1919.
14. Морозов С. С., Механический и химический состав некоторых лёссов Европ. части СССР и генетически близких пород, «Почвоведение», 2, 1932.
15. Москвитин А. И., Геология Прилукского округа Украины, Тр. ВГОБ, 310, 1933.
16. Набоких А. И., Факты и предположения относительно состава и происхождения послетерричных отложений черноземной полосы России, Мат. по исслед. почв и ґрунтов Херсон. губ., 6, 1915.
17. Николаев Н. И., Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья, Тр. КЧ, 4 (2), 1935.
18. Павлов А. П., О туркестанском и европейском лёссе, Прот. об-ва исп. природы, 1903.
19. Павлова М. В., Ископаемые млекопитающие из тираспольского гравия Херсон. губ., Мем. геол. отд. Об-ва любит. ест., антроп. и этногр., 3, 1925.
20. Саввинов П. И. и Францессон В. А., Материалы к познанию почв и лёссовой толщи степи гос. запов. «Чапли» (б. Аскания-Нова). Тр. Научно-дослідної катедры ґрунтознавства, 1, 1930.
21. Сибирцев П. М., Общая геологическая карта России, лист 17, Окско-Клязьминский бассейн, Тр. ГК, 15 (2), 1896.
22. Соболев Д. П., О четвертичном морфогенезисе на Украине, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, 2, 1933.
23. Соболев С. С., Новые данные по истории развития рельефа и генезиса лёссов юга Европ. части СССР, «Почвоведение», 4, 1937.
24. M u n i c h s d o r f e r F., Der Löss als Bodenbildung, «Geol. Rundschau», 17, 1926.
25. Kei l h a c k K., Das Rätsel der Lössbildung, «Ztschr. Deutsch. Geolog. Ges.», 72, 1920.
26. G a n s s e n R., Die Entstehung und Herkunft des Löss, «Mitt. a. d. Labor. Preuss. Geol. Landes Aust.», H. 4, 1922.
27. S o e r g e l W., Lössе, Eiszeiten und paläolithische Kulturen, Iena 1919.

Глава 6.

СИБИРСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ.

Восточнее Европейского ледникового покрова в четвертичное время было также покровное оледенение. Следы его прослежены до восточного берега полуострова Таймыр. Таким образом, во время наибольшего оледенения льдом была покрыта сплошная полоса суши от Ирландии до Таймыра. Протяжение всей этой полосы с запада на восток около 6 тыс. км, а площадь 9,5 млн. км².

Чтобы не рассматривать всю эту довольно пеструю территорию сразу, мы ее расчленили на части таким образом, чтобы связать каждую часть с самостоятельной областью питания — центром оледенения. Этот принцип очень просто применить к Европейскому ледниковому покрову, питание которого было связано главным образом со Скандинавским центром оледенения.

Восточнее — в Приуралье, Западной Сибири, на Таймыре — питание происходило из целого ряда центров. Главные из них: Новоземельский, Северо-Уральский, Таймырский и Норильский

(на северо-западной окраине Средне-Сибирского плато). Большое число центров оледенения заставило бы нас, если последовательно проводить указанный выше принцип, по очереди описывать каждую область, имевшую самостоятельное питание. Это затруднит изложение, так как границы самостоятельных ледниковых потоков сейчас не всегда установлены (например для Таймырского и Норильского потоков).

Поэтому всю область оледенения, от восточной границы Европейского покрова до восточного Таймыра, мы рассматриваем как единый ледниковый покров, питавшийся из четырех названных выше центров. Большая часть этого покрова лежала в Сибири. Это был, как увидим ниже, единственный значительный ледниковый покров Сибири. Поэтому его удобно назвать *Сибирским ледниковым покровом*.

Распространение оледенения.

Границы покрова. Северная граница покрова неизвестна. Но весьма вероятно, что лед захватил, кроме Новой Земли, и большие пространства шельфа Карского и Баренцова морей (на дне которого найдена морена) и архипелаг Франца Иосифа. Западная граница покрова представляла место стыка его с Европейским покровом. Определить положение этой границы стало возможным только благодаря изучению валунов. Особенно помогли кольские (хибинские) валуны нефелинового сиенита, которые находят в Северном крае. Граница их распространения к востоку принимается за границу Европейского ледникового покрова. Еще дальше на восток встречаются валуны, принесенные с Новой Земли. Они принадлежат осадочным породам. Эта граница проходит примерно по Тиманскому кряжу, так что полуостров Канин и бассейн р. Мезени отходят к области Европейского оледенения (на берегу Чешской губы Г о р б а ц к и й находил в морене кольские валуны). На Печоре в морене найдены новоземельские валуны. Дальше к югу, на Вычегде, граница отодвигается к западу. В морене (нижней) р. Вычегды валуны с Новой Земли встречаются почти до Котласа (Я н к о в с к и й). Уральский хребет граница пересекает примерно по $61^{\circ},5$ с. ш. и в Зауралье сначала отклоняется к северу, оставляя вне области оледенения р. Конду. Южнее всего, до $59^{\circ},5$ с. ш., граница опускается на Иртыше и между ним и Обью. Она проходит через устье Демьянки (правый приток Иртыша), верховья Югана (левый приток Оби) и пересекает Обь между р. Вах и р. Тымь (на последней С у к а ч е в указывает морену). Отсюда граница поворачивает к северо-востоку, пересекает Енисей не выше $61^{\circ},5$ с. ш., отсекает северо-западный угол Средне-Сибирского плато — Норильское плато (У р в а н ц е в), пересекает р. Хатангу в среднем течении (морена найдена на правом притоке Хатанги — р. Попигаи, С а к с). Область нижнего течения Хатанги и восточный берег Таймыра остаются за границей покровного оледенения (А. Т о л м а ч е в).

Площадь всего ледникового покрова — около 4 млн. км². Из них 3 млн. км² приходится на Западную Сибирь, Таймыр и Норильское плато, остальное — на пространство между Уралом и Тиманом.

Замечательно, что морены пока не найдено на Гыданском полуострове (Е р м и л о в) и полуострове Ямал (Ж и т к о в). Не исключена возможность, что покровное оледенение сюда не распространялось. Аналогичная картина известна на севере Гренландии — Земле Пири (82—83°, 40 с. ш.). Хотя южнее ее лежит ледниковый покров, а на Земле Пири есть высоты в 1500 м, она не имеет покровного оледенения в настоящее время и не имела его в течение всего ледникового периода.

Положение центров оледенения можно определить лишь приблизительно. Различают Новоземельский, Уральский, Таймырский (в том числе несколько второстепенных) и Норильский центры.

От каждого из этих центров распространялся свой ледниковый поток. Новоземельский поток льда был очень мощным и покрывал бассейн Печоры и Вычегды. Движение льда было меридиональным. Этот ледниковый поток отжимал к Уралу уральские льды. Вдоль западного склона Урала область предгорий представлена холмистыми грядами — пармами. В а р с а н о ф ь е в а установила здесь интересный факт. Лед переваливал через пармы, но двигался не с востока (от Урала), а с запада. Это был, повидимому, новоземельский лед, который доходил почти до западного склона Урала и не давал уральским льдам распространяться к западу.

Поэтому распространение уральских льдов было несимметричным относительно центра оледенения — больше на восток от Урала. В этом направлении льды Уральского потока завоевали большую территорию Западно-Сибирской низменности и распространялись на юго-восток несколько за Самарово (при слиянии Иртыша с Обью). В морене у Самарова встречены уральские валуны, осадочные и кристаллические (граниты, гранодиориты, диориты, диабазы и т. д.)

Восточнее, у г. Сургу́та, состав валунов резко меняется, почему Сургут считают расположенным вблизи юго-западной границы распространения таймырских и норильских льдов (оба последние потока пока не удается разграничить). Массивные породы в морене у Сургу́та — траппы, стель характерные для Средне-Сибирского плато. Встречаются также углистые сланцы и песчаники (Г р о м о в).

По-видимому, линия стыка северо-западных уральских льдов с северо-восточными — таймырскими и норильскими проходила в Западной Сибири между Сургу́том и Самаровым. Больше оснований считать, что льды смыкались, но в последнее время (1936) Д е м е т ь е в опубликовал данные, позволяющие сомневаться в наличии этого смыкания.

Мощность покрова. О мощности ледникового покрова судить трудно, но есть предположение, что сравнительно невысокие вершины северного Урала (г. Народная — 1830 м) поднимались над ледниковой поверхностью в виде нунатаков, а мощность льда не превышала 700 м (Б о ч), то есть была раза в три менее мощности Европейского ледникового покрова.

Косвенно на незначительную мощность Сибирского ледникового покрова указывает большое число центров оледенения и их расположение над повышенными участками рельефа (Новая Земля, Урал и т. д.). Очень мощные ледниковые покровы настолько маскируют

неровности рельефа, что центр их располагается не над высшими точками страны. Это мы видим сейчас в Гренландии (мощность покрова 1900 м) и в Антарктике, а прежде та же картина имела место в Скандинавии для Европейского покрова. Когда же мощность последнего уменьшилась (в конце оледенения), стали обособляться отдельные центры, расположенные над возвышенными участками (Шотландия, Уэльс, Скандинавские горы, Хибинские горы).

Сравнение Европейского и Сибирского покрова. Поражают незначительные размеры второго:

1) Площадь — всего 4 млн. км² (Европейский ледниковый покров — 5,5 млн. км²). Это различие станет еще заметнее, если вычислить, какая часть площади суши Европы, Азии и Сибири была покрыта льдом¹: в Европе было покрыто 72% всей суши, в Азии (включая оледенение Восточной Сибири) не более 10% и в Сибири до 30%. Покровное оледенение занимало около 30% площади всего СССР.

2) Южная граница лежала на 11°, то есть на 1200 км севернее, чем у Европейского покрова. Граница поднималась к востоку на Таймыре еще больше к северу — до 75° с. ш.

3) Мощности — всего 700 м (Европейский ледниковый покров более 2000 м). Результатом этого было обособленное существование многочисленных местных центров оледенения.

Причины указанных отличий заключаются в сравнительно континентальных условиях климата Сибирского ледникового покрова по сравнению с Европейским. Континентальность климата, характеризующаяся малым количеством осадков (особенно зимних) и высокими температурами лета, не благоприятствует оледенению.

Стратиграфия отложений и история оледенения.

Стратиграфия отложений Припечорья и Таймыра. Обнажения, более полно передающие историю оледенения, расположены в крайних частях области оледенения — на Печоре, Вычегде и на Таймыре.

На Печоре, в нижнем ее течении, известны две моренные толщи, разделенные морскими (бореальными) слоями. Как далеко вверх по Печоре ингрессировало море, в точности не известно, но недавно описаны отложения с морскими форамениферами между устьями притоков Печоры, Цыльмы и Уссы. Морские отложения разделены здесь флювиогляциальными на два горизонта, то есть вторжение моря происходило дважды.

Морские отложения поднимаются на склонах Пайхоя до высот 220 м, что указывает на сравнительно значительное поднятие Пайхоя после отложения морских межледниковых слоев. Выше Уссы по Печоре указываются уже только флювиогляциальные отложения между моренами. Но еще южнее, на Вычегде, опять есть две морены с морскими отложениями между ними. Нижняя морена содержит новоземельские, а верхняя — кольские валуны.

На Таймыре также описаны морские отложения, залегающие между моренами. Лучшее из них — на р. Верхняя Таймыр (впадает в озеро Таймыр), в 10 км выше урочища Ньяра Моу. Здесь под

¹ Площадь Европы 9,2 млн. км², Азии — 42,5 млн. км², Сибири 12,5 млн. км².

валунным суглинком около 9 м мощности лежат сортированные пески с морскими моллюсками (10 м), подстилаемые иловатыми песками с редкой галькой, валунами и раковинами морских моллюсков (14 м). В основании залегает нижняя морена до 30 м мощностью (Урванцев, 1931).

Фауна морских межморенных отложений не подвергалась еще специальному изучению, но по аналогии с Северной Двиной можно предполагать, что морские отложения здесь также относятся ко времени бореальной ингрессии.

Таким образом, северо-запад Сибири пережил две эпохи оледенения.

Морская морена. Четкое разграничение морены и межморенных отложений на северо-востоке Европейской части СССР и на севере Западной Сибири часто сильно затруднено своеобразным свойством морены. Морена слоиста и содержит морские моллюски. Такая морена носит название *морской*. Предполагается, что она откладывалась на дне моря за счет ледникового материала, принесенного айсбергами. Подобного типа морена сейчас развита на дне северных водоемов — в Белом море, Чешской губе и Баренцовом море, как это показали океанографические работы. Поэтому самое существование морской морены не подлежит сомнению. Вопрос заключается лишь в том, где на севере распространена морская, а где континентальная морена. Вопрос этот может быть решен лишь для отдельных конкретных районов. Так, у Пайхоя мы имеем, по видимому, морскую морену (Деметьев). В окрестностях Архангельска — морена континентальная. Признаками континентальной морены (в частности у Архангельска) являются: 1) отсутствие ясной слоистости; 2) отсутствие морской фауны в морене; 3) залегание ее на эрозионном рельефе и наземных отложениях.

Стратиграфия отложений Западно-Сибирской низменности. Для всей Западно-Сибирской низменности до сих пор отсутствуют ясные данные о двукратном оледенении, и две морены известны только на Таймыре, Печоре и Выгегде. Так, в обнажении у Самарова (при впадении Иртыша в Обь) 80-метровая толща четвертичных отложений представлена следующим образом (по Деметьеву, 1936, со значительными сокращениями):

- | | |
|--|-------|
| 1. Суглинок тонкослоистый облессованный | 2 м |
| 2. Песок с гравием и растительными остатками, озерный | 18 » |
| 3. Суглинок безвалунный озерно-ледниковый | 7,5 » |
| 4. Морена с прослоями песка (2 м) содержит глыбы третичных опок, всего | 19 » |
| 5. Песок, внизу с валунами и галькой | 14 » |
| 6. Палеогеновый диатомит, песок, ниже — опок | 31 » |

Этот разрез свидетельствует только об однократном оледенении, в начале и в конце которого отлагались пески. Наличие песков представляет вообще очень характерную особенность состава четвертичных отложений Западной Сибири и указывает на участие вод (текучих и озерных) в формировании толщи отложений.

Другая особенность морены — ее сильное обогащение материалом коренных пород (палеоген, мезозой), что объясняется их рыхлостью и пластичностью. Конечные морены — напорные (Самарово,

р. Юган). В этом отношении Западная Сибирь напоминает северную Германию.

Если проследить характер отложений Западно-Сибирской низменности к северу от Оби, то мы обнаружим морские отложения (межледниковые), не перекрытые с поверхности мореной.

Особенно показательны условия находки остатков туши мамонта, описанные Ш м и д т о м в 1872 г. Находка сделана под 70° с. ш. в 80 км западнее Енисея (у оз. Нельгато, в верховьях бассейна



Рис. 58. Западно-Сибирская низменность. Разлив р. Оби у г. Сургута (фото Громова).

р. Гыды). С поверхности лежал глинистый песок (4 м), переслаивающийся с растительными остатками, повидимому, послеледниковый. Затем ниже — глинистый слой, тоже с растительными остатками, в котором и был найден мамонт. Непосредственно глубже лежали уже отложения с морской фауной. На полуострове Гыдан точно так же морские отложения не перекрыты мореной (Е р м и л о в). Выклинивание верхней морены можно непосредственно наблюдать с приближением к Енисею от плато Бырранга на Таймырском полуострове: «Вдали от плато, в центральных частях низменной тундры, верхних валунных суглинков нет, здесь они сменяются синхроничными им флювиогляциальными отложениями, налегающими на морские осадки» (У р в а н ц е в, 1931, стр. 33).

Западно-Сибирская низменность пережила только одну эпоху настоящего большого покровного оледенения — эпоху отложения нижней морены Таймырского полуострова и Печоры. Это более раннее оледенение и было максимальным. Его граница заходила на юг от Оби до $59,^{\circ}5$ с. ш. В эпоху второго оледенения ледниковый покров, связанный с Новоземельским центром, был только к востоку от Урала, где лед заходил недалеко. В 30 км от восточного склона (под 62° с. ш.) уже давно описана прекрасно выраженная конечная морена. Она, возможно, и отмечает крайнюю границу распространения льдов

второй эпохи оледенения в сторону Западно-Сибирской низменности. Со стороны Таймыра и Норильского плато во вторую эпоху оледенения льды также не удалялись далеко от гор и в общем не переходили линию современного Енисея (см. приведенную выше цитату). Таким образом, если во время максимального оледенения размер Сибирского ледникового покрова был много меньше, чем Европейского, то эта разница еще увеличилась во время последнего оледенения: в Европе существует большой ледниковый покров (3,3 млн. км²), а в Западной Сибири большое покровное оледенение вообще перестает существовать.

Зандры максимального оледенения. Граница максимального оледенения окаймлена с внешней стороны поясом зандровых песков, которые тянутся непрерывно от Иртыша через Демьянку, Васюган, Обь (Нарымский район), р. Сымь (приток Енисея). В зандровых отложениях найдены многочисленные представители тундровой растительности — полярные ивы, куропаточья трава (*Dryas octopetala*) и т. д., но в то же время и остатки древесной растительности — березы, пихты, сосны, ели. Повидимому, у края ледникового покрова расстилалась не тундра, а лесотундра (С у к а ч е в, 1932—1936), так же как в окрестностях Ленинграда.

Послеледниковая эпоха.

Изменения границы леса и тундры. Послеледниковое время отмечено и здесь крупными климатическими изменениями. Вслед за растаиванием остатков оледенения климат улучшается. Наступает время климатического оптимума, после чего климат вновь ухудшается и приближается к современному. Главнейшим внешним выражением этих климатических изменений явилось перемещение границы леса и тундры.

Современное положение этой границы показано на рис. 59. В тундре найдены многочисленные остатки древесной растительности, показывающие, что в послеледниковое время лес заходил дальше к северу, после чего отступил.

Такие остатки давно были исследованы в Канинской тундре Р а м з а е м, Т а н ф и л ь е в ы м. Л и в е р о в с к и й указывает их в Малоземельской и Большеземельской тундрах. Они занимают большие пространства в Малоземельской тундре между Печорой и р. Нерутой, в центральных и восточных частях Большеземельской тундры. Граница распространения древесных остатков к северу заходит в Малоземельской тундре до берега моря, а в Большеземельской тундре — до Вашуткинских озер. Здесь лежала граница леса (на 2° севернее современной). Под древесными остатками развиты мощные реликтовые подзолы, совершенно не похожие на современные карликовые подзолистые и скрытоподзолистые почвы тундр. Горизонт A_2 в реликтовых подзолах достигает 50 см мощности, а общая мощность почвенного профиля — 150 см.

В Карской тундре, между берегом Карского моря и р. Щучьей (приток Оби у Обдорска), есть торфяники до 2,25 м мощности, которые сейчас не нарастают, но размываются и раздуваются ветром. Это реликтовые торфяники. Они лежат не только за границей леса,

но и лесной растительности (около 68° с. ш.). Между тем в них найдена древесина, шишки, листья, семена разных древесных пород — ели, лиственницы, березы, пихты, (Сукачев, 1922; Егорова).

Древесные остатки найдены еще севернее, под $70^{\circ}, 37$ с. ш., на Гыданском полуострове в 80 км от устья р. Юрибей, в 300 км севернее границы леса. Здесь найден реликтовый торфяник в 3,5 м мощности. В нем обнаружена древесина березы (*Betula alba*). Торф образовался в результате заболачивания сырого долинного березняка, вероятно, на северной границе лесотундры (Зубков). На Енисее остатки древесины в тундре встречаются в 250 км север-

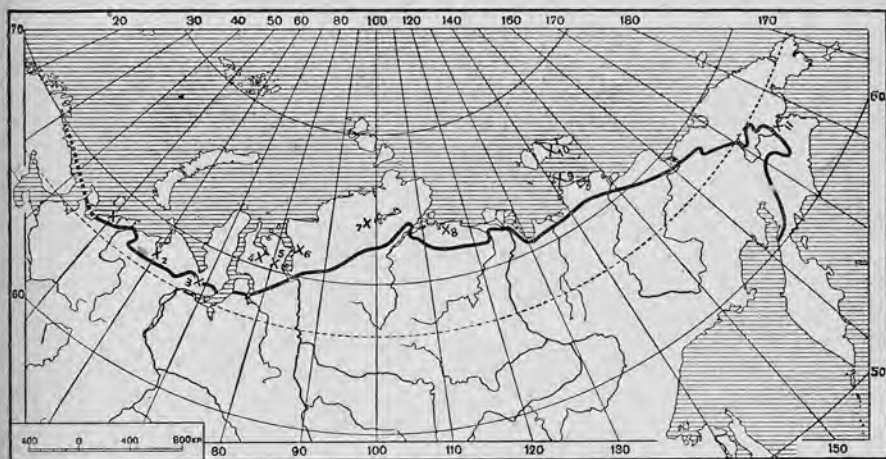


Рис. 59. Распространение древесных пород к северу в послеледниковое время.

Главнейшие находки: 1—2 по Ливеровскому, 3— по Сукачеву, 4— по Зубкову, 5— по Шмидту, 6— по Лопатину, 7— по материалам Арктического института, 8— по Сочава, 9— по материалам Арктического института, 10— по Толю, 11— по Зубкову. На карте границы тундр показаны по Городкову (1935).

нее современной границы леса (у Сопочной карги), на Таймыре — в 150 км севернее границы леса (до $73^{\circ}, 5$ с. ш.; Урванцев, 1931). На р. Анабаре есть большие скопления древесины, иногда на площади в 1 га до 100 м^3 древесины, исключительно лиственницы, которая здесь образует теперь северную границу леса. Лес заходил не менее чем на 1° севернее современной границы (Сочава).

Самые северные остатки древесины известны на Ново-Сибирских островах: о-ве Б. Ляховском, Фадеевском. Найдены стволы ольхи до 75° с. ш., то есть на 4° (более 400 км) севернее современного распространения (см. рис. 59).

Таким образом, в послеледниковое время вся современная тундровая зона СССР пережила коренные изменения, именно период сильного облесения. После этого лес вновь отступил к югу на 200—400 км.

Колебания уровня моря изучены довольно подробно только на Новой Земле. Основные исследования принадлежали здесь норвежскому исследователю Г р ё н л и (Groenlie, 1921). Новая Земля, по мере того как происходило растаивание ледникового покрова, поднималась. Величина поднятия, как показывает положение наиболее высоких террас, достигает 400 м. Фауна морских моллюсков найдена только на более низких террасах, начиная с 240 м абс. выс. В то время, когда Новая Земля была еще в большей своей части покрыта льдом, морской прибой отчасти разбивался о лед, отчасти омывал свободную ото льда сушу. Только в последнем случае следы морского прибоя в виде террас сохранились до наших дней. Г р ё н л и основывает на этом очень интересный метод восстановления картины постепенного стайвания льдов, исходя из того, что террасы отсутствуют в тех местах, где в данную стадию море еще разбивалось о лед. Этим методом интересно пользоваться и в дальнейшем в арктических областях. Западный конец пролива Маточкин Шар был, например, заполнен льдом еще тогда, когда образовывалась терраса на высоте 198 м, а восточный конец его освободился ранее, так как там видна терраса высотой в 205 м. В это время ледник был долго стационарным (или край его даже продвинулся вперед). Образовались большие конечные морены, которые Г р ё н л и пытался синхронизировать с моренами Сальпаусельке.

Маточкин Шар освобождается совсем ото льда, когда образуется береговая линия на высоте около 120 м. Она приподнята больше в средней части пролива, так как осевая часть Новой Земли поднималась быстрее. Затем ледники сокращаются до размеров даже меньших, чем современные. Образуются террасы на высотах от 107 до 71 м. Затем (в атлантическое время) ледники надвигаются, суша опускается. Образуются береговая линия на высоте 54 м. На более низких береговых линиях впервые попадает плавник с зарубками, сделанными человеком. Поднятие продолжается и в настоящее время и достигает величины нескольких метров за 100 лет.

Иногда считают, что более высокие линии — межледниковые, и только более низкие образовались в послеледниковое время.

Колебания на материке изучены гораздо хуже. На берегу Малоземельской и Большеземельской тундры Л и в е р о в с к и й отмечает береговую линию послеледниковой трансгрессии до высоты 50 м и позднеледниковой — до высоты 250 (?) м. Таймырский полуостров в послеледниковое время также поднимался. Север Западно-Сибирской низменности испытал ингрессию моря (эвстатическую?) и образование или во всяком случае удлинение в это время эстуариев — Обской и Тазовской губ, а также Енисейского залива.

Движения земной коры носили тот же дифференцированный характер, что и в Европейской части СССР.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Наиболее своеобразные черты четвертичной истории Сибирского ледникового покрова: 1) признаки явственного уменьшения размера (мощности, площади) древнего оледенения по сравнению с Европой, в особенности в последнюю ледниковую эпоху; 2) морена обогащена

местным материалом коренных пород, присутствуют фации морской морены; 3) в четвертичной толще большую роль играют пески; 4) вблизи центров оледенения найдены следы двукратного оледенения, а в Западно-Сибирской низменности — однократного; 5) послеледниковые колебания климата очень ясно выразились в далеком (до 400 км) проникновении к северу за современную границу древесных пород и процессов торфообразования; 6) в послеледниковое время происходили дифференцированные движения земной коры — более быстрое поднятие Новой Земли, Таймыра, чем Западно-Сибирской низменности.

Литература.

1. Варсанофьева В. А., Геологические исследования северно-восточной части 124-го листа летом 1926, ИГК, 47, 1928.
2. Варсанофьева В. А., О следах оледенения на северном Урале, Тр. КЧ, III, 2, 1934.
3. Горбачкий Г. В., Геоморфологический очерк западной части северного о-ва Новой Земли между губой Мелкой и губой Северной Сульменевоы, Тр. Арктич. Ин-та, XIII, 1934.
4. Гродков Б. Н., Западно-Сибирская экспедиция Российской Академии наук и Русского географического общества, «Природа», 7—12, 1924.
5. Горшкова Т. И., Химико-минералогические исследования осадков Баренцова и Белого морей, Тр. Гос. океанографич. ин-та, 1, 2—3, 1931.
6. Григорьев А. А., Полярная граница древесной растительности в Большеземельской и некоторых других тундрах; факторы, ее обуславливающие, и колебания ее в ближайшую к нам эпоху, «Землеведение», I—II, 1924.
7. Громов В. И., О современном изменении береговой линии на севере Сибири, «Природа», 7—8, 1928.
8. Громов В. И., Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби, Тр. КЧ, III, 2, 1934.
9. Егорова А. А., Некоторые данные пылецевого анализа торфяников Карской тундры, Бюлл. КЧ АН СССР, 2, 1930.
10. Земляков Б. Ф. и Эпштейн С. В., Обзор исследований по четвертичным отложениям СССР с 1932 по 1935 г., Мат. по четверт. пер. СССР, 1936.
11. Зубков А. И., К вопросу об изменении климата на севере Сибири в послеледниковое время, Тр. Полярн. ком. АН СССР, 5, 1931.
12. Ермилов И. Я., Геологические исследования на Гыданском полуострове в 1927 г., Тр. Полярн. ком. АН СССР, 20, 1935.
13. Кленова М. В., Пески Чешской губы, Тр. Океанографич. ин-та, IV, 4, 1930.
14. Ливеровский Ю. А., Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна, Тр. ГЕОМИН, 7, 1933.
15. Ливеровский Ю. А., Почвы тундр Северного края, Тр. Полярн. ком. АН СССР, 19, 1934.
16. Панов Д. Г., Геоморфологический очерк полярных уралид и западной части полярного шельфа, Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, 26, 1937.
17. Соचाва В. Б., Тундры бассейна р. Анабары, ИГО, 55, 4, 1933.
18. Сукачев В. Н., Исследования четвертичных отложений Нижне-Иртышского края, Экспед. АН СССР, 1932—1933.
19. Сукачев В. Н., Исследования четвертичных отложений Нарымского края, Экспед. АН СССР, 1933—1934 г.
20. Сукачев В. Н., По Оби и Тьму, Экспед. АН СССР, 1934—1935 г.
21. Танфильев Г. И., Пределы лесов в полярной России по исследованиям в тундре Тиманских самоедов, Одесса 1911.
22. Толмачев А. И., Об оледенении Таймыра, Изв. АН СССР, Отд. мат. и ест. наук, VII, сер. 1, 1931.
23. Урванцев Н. Н., Четвертичное оледенение Таймыра, Бюлл. КЧ, 3, 1931.
24. Эдельштейн Я. С., Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та физич. геогр. АН СССР, 20, 1936.

25. Groenlie O. I., Contributions to the quaternary geology of Novaya Zemlya, Scient. Res. of the Norweg. exped. to Novaya Zemlya 1921, № 21, 1924.
26. К о с h L., The Physiography of North Greenland, сборн. «Greenland», В. I. Kopenhagen 1928.
27. Schmidt F., Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammothcadavers ausgesandten Expedition, Mém. de l'Acad. Imp. d. Sciences de St. Petersb., 7, Ser. 18, № 1, 1872.
- См. также гл. 4, № 21.

Глава 7.

СРЕДНЯЯ И ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ В ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД.

Средняя и Восточная Сибирь занимают огромное пространство и характеризуются разнообразным рельефом, о котором скажем несколько слов. В геоморфологическом отношении можно выделить следующие крупные единицы (Г л а д ц и н).

Рельеф.

Средне-Сибирская столовая страна между Енисеем и Леной с Алданом имеет ровный или волнистый рельеф, круто обрывается к западу (к Енисею) и северу. Достигает наибольшей высоты (1600 м) в северной части, в верховьях р. Курейки. В остальной части, особенно к востоку, — ниже. У Енисея, севернее Ангары, расположен Енисейский кряж до 1100 м высоты. В состав Средне-Сибирской столовой страны входят плато Бырранга на Таймыре и Норильские столовые горы, представляющие его северо-западную часть — единственную, покрывающуюся ледниковым покровом (гл. 6). Северная часть страны представляет невысокие эрозионные горы — «Хребты» Прончищева (150—250 м) и Чекановского (400—450 м), а западная — наиболее пониженная — Вилуйскую котловину, достигающую 600 км длины (с запада на восток) и 250—400 км ширины. Ее высота — 100—200 м над уровнем моря (Вилуйск — 170 м абс. выс.)

Горная страна северо-восточной Сибири. Вдоль восточного берега р. Лены тянется система хребтов: Хараулахский (до 100 м), Орулган (до 2000 м), Верхоянский (до 2500 м). В Хараулахских горах и Верхоянском хребте есть снежники. Севернее и восточнее этой системы лежит Янское нагорье (500 м) в бассейне р. Яны. С севера оно ограничено хребтом Кулар (700—800 м). Хребет Тасхаяхтах продолжается на север от хребта (нагорья) Черского между р. Яной и Индигиркой. Высота — до 2500 м. Восточнее, по р. Индигирке, лежит Индигирская низменность. Она примыкает к приморской (Северо-Сибирской низменности) равнине, тянущейся от Лены до Колымы, а на восток переходит в Колымскую низменную равнину. Хребет (вернее, нагорье) Черского расположен южнее, в верховьях Яны и Индигирки. Это наиболее высокая возвышенность Восточной Сибири — до 3114 м. Вершины покрыты снегом, есть ледники. Хребет Гыдан — на водоразделе Охотского моря и р. Колымы (до 2000 м высоты). Чукотский полуостров занят Чукотским хребтом (до 2300 м), а южнее лежит большое понижение — Анадырская

депрессия. Вдоль берега Берингова моря тянется Коряцкий хребет (до 1500 м). Горы Камчатки образуют два меридиональных хребта — Восточный Камчатский и Западный Камчатский. К последнему приурочены действующие вулканы: наивысшим из них является Ключевская сопка, которая достигает 4778 м. Сопки имеют вечные снега и ледники.

Прибайкалье по типу рельефа представляет несколько нагорий: Байкальское нагорье — к северо-востоку от оз. Байкал до р. Витим, достигает 2300 м высоты, к востоку — Олекмо-Витимскую горную область — до 2000 м высоты. Приморский хребет на северо-западном берегу Байкала имеет до 2100 м высоты. Уровень оз. Байкал лежит на высоте 453 м, а глубина достигает 1741 м.

Таким образом, для Восточной Сибири характерно чередование повышенных пространств — хребтов и нагорий — с понижениями, иногда имеющими характер котловин.

История представлений.

Взгляды на характер древнего оледенения Восточной Сибири сильно расходятся. В конце прошлого столетия крупнейший знаток геологии Сибири — Черский считал, что Восточная Сибирь не испытала значительного древнего оледенения. Воейков привел теоретические основания в подтверждение этого взгляда. Он указал, что наибольшие размеры древнего оледенения были следствием континентальности климата Восточной Сибири: высокая летняя температура и малое количество зимних осадков не благоприятствуют оледенению.

В 90-х годах прошлого века начались работы по исследованию золотonosных площадей Сибири. Эти исследования обнаружили следы большого оледенения на Байкальском нагорье в районе приисков Бодайбо. В. А. Обручев, уделивший особенно много внимания этому обстоятельству, свел все имеющиеся данные о древнем оледенении Сибири. Он пришел к противоположному выводу, что не только Западная, но и Средняя и Восточная Сибирь имели огромный ледниковый покров, по своим размерам превышавший даже покров Европы. Наравне с этим взглядом, резко нарушающим прежнюю традицию, продолжает высказываться прежний, что Восточная Сибирь не имела ледникового покрова (Эдельштейн) и что условия древнего оледенения Восточной Сибири были вообще крайне своеобразны и не вполне сравнимы с европейскими (Григорьев).

Распространение оледенения.

Большинство горных районов имеет ясные следы древнего оледенения: древние морены, эрратические валуны, ледниковую полировку на поверхности скал, бараньи лбы и курчавые скалы, кары и троговые долины. На этом основании можно считать доказанным древнее оледенение в Орулгане, Верхоянском хребте, хребтах Черского, Таскыстабыте, Гыдане, Чукотском и на возвышенностях Камчатки.

Оледенение было настолько значительным, что ледники переходили границы горных районов и спускались на окраины межгорий. Ледники Верхоянского хребта спускались до Алдана, до 200 м высоты, и удалялись от хребта на расстояние 200 км. Верхоянские ледники, спускавшиеся с северного склона хребта, вместе с ледниками хребта Таскыстабыт и Черского, заполняли Оймеконскую котловину между ними. Здесь накопилась толща льда до 400 м мощности. Ледники хребта Черского спускались на Нерское плато. Гыданские ледники достигали берега Охотского моря (близ устья р. Пенжины). С гор, окружавших Анадырскую депрессию, ледники выходили на ее окраину. К морю спускались ледники на Чукотском полуострове (у мыса Чаплина). На самом полуострове лежала шапка льда. Ледники Камчатки на восточном ее берегу также спускались очень низко и у Петропавловска почти достигали уровня моря. Они окружали фестонами ледников подножия окраину центральной камчатской депрессии между Восточным и Западным хребтами (Л и в е р о в с к и й). Оледенение скандинавского типа преобладало в северо-восточном Прибайкалье. В Приморском хребте были небольшие каровые и долинные ледники.

Данных еще слишком мало, чтобы говорить о типе оледенения разных районов. Повидимому, большим распространением пользовались *ледники подножия*, которые сейчас характерны для Аляски: отдельные долинные ледники сливались и порождали широкие лопасти ледников подножия, причлененные одним своим краем к горам, а другим — далеко вдававшиеся в понижения. Местами ледники подножия сливались в сплошные предгорные *полосы* льда, а межгорные котловины, как, например, Оймеконская, и плоские возвышенности (Чукотка) имели небольшие ледниковые *покрова*. Так как горные возвышенности имеют слабо рассеченный рельеф (за исключением хребтов Черского, Верхоянского), то фирн на поверхности лежал здесь большими сплошными пространствами, как сейчас в Норвегии (так называемые фьельды). Поэтому одним из типов оледенения был *скандинавский*.

Однако, как ни велико было оледенение гор, горные ледники оказывались не в состоянии покрыть большие пониженные пространства: Якутско-Вилуйскую котловину, Индигирскую, Колымскую, Приморскую низины, анадырскую депрессию. Сравним эту картину с той, которая была нами ранее описана для Западной Сибири. В Западной Сибири ледники тоже двигались с гор (Новой Земли, Урала, Таймыра, Норильских гор). Горы эти не выше, а ниже большинства высоких хребтов Восточной Сибири. Тем не менее ледники, спускавшиеся с гор в Западной Сибири, покрывали пространства Западно-Сибирской низменности (примерно до 60° с. ш.), которые значительно обширнее межгорных низин Восточной Сибири, не покрывавшихся в средней части льдом.

Следовательно, размеры древнего оледенения Восточной Сибири были сравнительно скромные. Сплошного покровного оледенения не было. Сокращение размеров оледенения, по сравнению с Западной Сибирью, нельзя объяснить геоморфологическими причинами: горы Восточной Сибири выше гор, окружающих Западную Сибирь. Эти причины могут быть только климатические.

Ледниковый период на равнинах.

Ровные пространства Средней и пониженные — Восточной Сибири не имели материкового ледникового покрова. Горные ледники покрывали только окраины межгорных низин. Средне-Сибирская столовая страна была захвачена ледниковым покровом только в своей северо-западной части (Таймыр, Норильские горы) ¹.

Самым ярким доказательством этого является отсутствие морены, то есть основного признака древнего оледенения. На это обращали внимание многие исследователи. Так, в конце прошлого столетия



Рис. 60. Распространение вечной мерзлоты (по Сумгину).

1 — область географически сплошной вечной мерзлоты; 2 — районы островов вечной мерзлоты среди талого грунта (преимущественно); 3 — районы вечной мерзлоты с наличием островов талого грунта; 4 — область, относительно которой нет сведений о характере географического распространения вечной мерзлоты; 5 — вечная мерзлота только в буграх горячих болот; 6 — отдельные острова вечной мерзлоты впади от общего ее массива; 7 — южная граница вечной мерзлоты в пределах СССР; 8 — предполагаемая южная граница вечной мерзлоты вне СССР; 9 — область распространения ископаемого льда.

Толль, стоявший на точке зрения покровного оледенения, вынужден был признать, что морена известна только на р. Анабаре. Но даже это указание потом оспаривал И. Толмачев.

Отсутствуют такие обычные признаки древнего оледенения, как то: различные формы ледниковой аккумуляции, ледниковой полировки, барьяны лбы и т. д.

С другой стороны, мы находим некоторые новые образования, показывающие, что Средняя Сибирь и понижения Восточной Сибири не имели ледникового покрова, и позволяющие восстановить физико-географическую обстановку указанных пространств в то самое время, когда горы были покрыты льдом. Этими образованиями являются: вечная мерзлота и ископаемый лед, на которых и придется задержаться подробнее. Кратко остановимся и на других типах отло-

¹ См. карту в конце книги.

жений Восточной Сибири: речных, озерных, золовых, морских, на ископаемой фауне и флоре.

Вечная мерзлота. Наибольшего распространения она достигает в Средней и Восточной Сибири (рис. 60). Площадь, занимаемая вечной мерзлотой в СССР, — 9,66 млн. км², что составляет почти половину (45%) площади всего Союза.

На Кольском полуострове мерзлота есть только в торфе и — в отдельных случаях — в минеральных грунтах. На восток от Белого моря граница идет севернее г. Мезень (где, по новым данным, мерзлоты нет), пересекает Печору на широте полярного круга. В Западной Сибири она спускается до 64° с. ш. и пересекает Обь у Березова и Енисей у Туруханска. Отсюда граница круто поворачивает на юг, следуя западному краю Средне-Сибирской столовой страны, то есть правому берегу Енисея. Недавно (1937) Петров указал, что мерзлота развита и в юго-восточной части Западной Сибири. Выступ мерзлоты вдается с востока от Енисея и достигает Оби. Граница проходит через Енисейск (на севере), Сталинск (на западе) в Минусинск (на юге). Большой остров мерзлоты располагается на Оби между устьями рр. Томь и Кеть. Граница пересекает линию Сибирской железной дороги у Канска и уходит в Монголию к озеру Косогол и на юг от Улан-Батора. Через Маньчжурию граница вечной мерзлоты опять входит в СССР западнее Благовещенска и доходит до р. Селемджи. Это пространство не имеет мерзлоты. Потом граница вновь поворачивается к югу и уходит в Маньчжурию восточнее Благовещенска. Вновь появляется граница мерзлоты западнее Хабаровска, близ устья р. Сунгари. Затем граница идет северо-западнее Амура, пересекает последний в нижнем течении и выходит к Татарскому проливу. На Сахалине мерзлоты нет, а на Камчатке она есть в северо-западной части полуострова.

Мерзлота сильно развита в Северной Америке — в северной Канаде и Аляске — и горных районах СССР — Памире, Тянь-Шане, на Южном Урале (г. Иремель) и в Армении.

Внутри указанной границы вечная мерзлота есть не всюду. Ближе к границе встречаются отдельные участки мерзлоты, дальше — большие пространства с островами таликов и, наконец, сплошные пространства, главным образом на севере Сибири и в Забайкалье.

Мощность мерзлоты увеличивается в районах ее сплошного распространения. Самая большая мощность известна в Амдерме — более 274 м, затем в Якутске в Шергинской шахте — 116 м от поверхности и не пройдена до основания. В Забайкалье мощность 70 м, на Кольме (62°, 28 с. ш., выс. 503 м) 114 м.

Происхождение мерзлоты в Сибири уже первые исследователи связывали с суровым климатом. Образованию и сохранению мерзлоты благоприятствуют современные континентальные климатические условия Восточной Сибири. Особенно благоприятны зимние условия, сочетающие низкие температуры с малой толщиной снежного покрова, почти не предохраняющего почву от промерзания. Летом температура поднимается довольно высоко, но влияние жарких дней на оттаивание почвы умеряется низкими температурами ночи. Известны несомненные случаи образования мерзлоты в самое недавнее время, и не только в Восточной Сибири, но и в условиях менее континентального

климата севера Европейской части СССР. Например, мерзлота найдена в совсем недавно образовавшихся наносах дельты Печоры (Р о з е н).

Мерзлоту, являющуюся продуктом современных условий климата, предложено называть *активной* (Б и л и б и н). Активная мерзлота господствует преимущественно (но не исключительно) в центральных мерзлотных районах.

Из сказанного не следует еще делать вывода, что мерзлота Восточной Сибири является вообще или даже преимущественно продуктом современных климатических условий. В последние годы С у м г и н привел неопровержимые данные в доказательство того, что мерзлота есть в значительной мере древнее образование, продукт иных климатических условий и до настоящего времени сохранилась в качестве реликта. Мерзлоту, являющуюся реликтом, предложено называть *пассивной*.

Самое яркое доказательство этого взгляда — нахождение в мерзлоте трупов вымерших животных, у которых сохранился не только скелет, но и мягкие части. Таких находок известно сейчас до тридцати. Они рассеяны на пространстве от Енисея на западе до Колымы на востоке. Самые северные находки трупов вымерших животных обнаружены на Ново-Сибирских островах, а самые южные — в пещере у Нижнеудинска под 54° с. ш. Найдено больше всего остатков мамонта (*Elephas primigenius*) и шерстистого носорога (*Rhinoceros tichorhinus*), а также мускусного быка, лошади (?), лемминга, песца и кита. Сохранение неразложившихся мягких частей вымерших млекопитающих можно объяснить, только допустив одновременно, что: 1) мерзлота существовала в то время, когда мамонты и носороги еще населяли Сибирь; 2) мерзлота с тех пор существует непрерывно до настоящего времени. Поэтому С у м г и н говорит: «Приведенное нами доказательство, что происхождение вечной мерзлоты относится по меньшей мере к эпохе существования указанных вымерших ныне животных, столь неопровержимо, что можно было бы этим и ограничиться» (стр. 60).

Но есть и другие доказательства. Над верхней поверхностью мерзлоты располагается слой летнего оттаивания, называемый также *деятельным* слоем. Зимой промерзание грунта идет сверху и в большинстве случаев достигает горизонта летнего оттаивания. Но в ряде случаев верхняя граница вечной мерзлоты обнаружена на глубине 20—30 м, до которой глубина зимнего промерзания не достигает. Разрыв между глубиной зимнего промерзания и положением верхней границы мерзлоты может быть объяснен только как позднейшее явление, наступившее после того, как мерзлота образовалась. Этот разрыв является результатом понижения верхней границы мерзлоты и, вероятно, уменьшения глубины зимнего промерзания. Горизонт мерзлоты понизился и глубина промерзания уменьшилась потому, что климат с тех пор стал менее суровым.

Температура мерзлоты с глубиной изменяется. В огромном большинстве случаев наблюдается следующая закономерность: до некоторой глубины (в Шергинской шахте в Якутске — до глубины 30 м) температура в течение года колеблется. Ниже указанной глубины, носящей название слоя нулевой годовой амплитуды, в течение

круглого года на данной глубине температура остается неизменной, а с глубиной повышается, хотя остается отрицательной. Совсем другой ход изменений температуры обнаружен был в мерзлоте на ст. Сковородино в Забайкалье. Там ниже слоя нулевой годовой амплитуды температура *понижалась* и достигла минимума ($-1,6^{\circ}$) у основания скважины на глубине 28 м от поверхности. Такой ход температуры можно объяснить только следующим образом. В слое мерзлоты «мы имеем запасы холода, оставшиеся в наследство от эпохи с более холодным климатом» (С у м г и н, стр. 64). Наконец, укажем еще одно



Рис. 61. Труп Березовского мамонта. Сибирь.

доказательство древности мерзлоты: мерзлота деградирует. Сто лет назад, в 1837 г., мерзлота была обнаружена в г. Мезени Ш р е н к о м. В настоящее время нигде в окрестностях Мезени мерзлоты не оказалось, она отступила к северу на 40 км. Признаком деградации мерзлоты является также понижение глубины залегания ее верхней границы, на что указывалось выше. Наконец, деградация мерзлоты отчетливо выражается в рельефе. Образуются многочисленные провальные котловины, часто занятые озерами, которыми так богата Вилюйская котловина.

Таким образом, имеется ряд указаний, что мерзлота есть преимущественно древнее образование и реликт климатических условий более суровых, чем современные.

Ранее мы указывали, что современный характер климата Сибири, особенно Восточной, благоприятствует сохранению, а местами и образованию мерзлоты. С другой стороны, мы пришли к выводу, что мерзлота является древним образованием. Оба вывода могут быть связаны

воедино, только если предположить, что мерзлота образовалась в четвертичное время, в условиях климата, напоминавших современные, но отличавшихся от них большей суровостью. Современные черты резко континентального климата Восточной Сибири были выражены еще резче. Эти черты были следующие: зимний антициклон и как следствие его — чрезвычайно холодная, малоснежная зима; малая облачность, способствующая сильному излучению и охлаждению почвы; безветрие, вызывающее образование зимой температурной инверсии, то есть скопление в понижениях масс тяжелого и холодного воздуха. Летом влияние дневных температур компенсировалось воздействием холодных ясных ночей.

Ископаемый лед. Наиболее широко распространен ископаемый лед на Ново-Сибирских островах, полярном побережье Сибири между Леной и Колымой, в Колымской и Индигирской и Якутско-Вилюйской котловинах (рис. 62). Лед образует обрывы по берегу моря и достигает 60 м, а на Ново-Сибирских островах — 70—80 м мощности (Е р м о л а е в). Подошва льда уходит под уровень моря. На Индигирке, под 69° с. ш., есть обрыв, носящий название Сыпного яра, в котором ископаемый лед выходит на протяжении 20 км и достигает видимой мощности 50 м. В Якутско-Вилюйской котловине мощность льда 25—30 м. Структура льда зернистая, он напоминает фирн. Например, лед с р. Березовки, правого притока Колымы, в обрыве, где был найден труп мамонта, хранящийся в музее Зоологического института Академии наук (рис. 61), состоял из неправильно округленных зерен в 5—7 мм. Зерна представляют деформированные кристаллы, и оптические оси в каждом из них расположены различно. Это указывает, что лед образовался не путем замерзания воды. В последнем случае образуются длинные шестоватые кристаллы с правильными гранями, вытянутые перпендикулярно плоскости охлаждения (поверхности воды) и с одинаково ориентированными оптическими осями в каждом кристалле. Во льду много пузырьков воздуха и глинистых частиц (3 г на 1 кг). И. Т о л м а ч е в считает, что этот лед приближается к «белому льду глетчеров или даже фирновому льду». Что же представляют собой скопления ископаемого льда?

Прежде всего напомним, что ископаемый лед Сибири не подстилается мореной. Кроме того, он не обладает полосчатостью, которая указывает на движение ледниковых тел. Отсутствие морены становится понятным, если предположить, что лед был (и остался) неподвижным, или, как мы условились ранее говорить, мертвым.

Ископаемый лед Сибири был лишен движения. Единственными следами небольших подвижек являются трещины, пересекающие ледяные массы в разных направлениях и обыкновенно заполненные минеральными массами (так называемые земляные жилы). В этом заключается принципиальное отличие ископаемого льда в Сибири от льда Сибирского или Европейского ледниковых покровов. Последний становился мертвым только в конечный период существования ледниковых покровов, ранее он обладал движением (см. гл. 3). Размеры площадей, занятых ископаемым льдом, ограничены, если сравнить их с площадью северной половины Сибири. К сожалению, о первоначальных размерах этой площади мы не можем судить по распространению форм древнего оледенения (морены и т. д.), как

это делали ранее. Подобного рода формы в Восточной Сибири отсутствуют.

Косвенным признаком, позволяющим судить, что площадь льдов и прежде не была значительной, является распространение вечной мерзлоты. В последнее время стало известно распределение температур на разных глубинах во льду Гренландского ледникового покрова. В верхнем слое льда круглый год держится отрицательная температура и постепенно повышается книзу, как это наблюдается и в вечной мерзлоте. На некоторой глубине (десятков метров или более) температура достигает точки плавления льда (около 0°) и затем остается почти постоянной до основания ледниковой толщи. Если



Рис. 62. Ископаемый лед и грязевые потоки в устье р. Лены (фото Гусева).

представить себе Восточную Сибирь под ледниковым покровом, достигающим значительной мощности, то под толщиной льда не могло бы происходить образования мерзлоты, так как температура грунта опускалась лишь на ничтожную величину ниже 0° . Широкое распространение мерзлоты именно в Восточной Сибири легче всего объяснить отсутствием оледенения низин. Поверхность грунта, не защищенная покровом льда, подвергалась воздействию крайне низких температур, результатом чего и было образование вечной мерзлоты.

Возраст ископаемого льда определяют до известной степени его соотношением с находками трупов мамонта. Последние находят в наносе, покрывающем лед. Следовательно, ископаемый лед древнее трупов мамонта.

Условия образования ископаемого льда были, повидимому, различными. Многие исследователи считают, что ископаемый лед Восточной Сибири—снежного происхождения, то есть образовался таким же путем, как образуются горные ледники и ледниковые покровы Гренландии и Антарктики. Разница в том и другом случае не

качественная, а количественная. Континентальность климата Сибири выражалась в малоснежности зим. Количество снега, выпадавшее во время образования ископаемого льда, было недостаточным для возникновения мощного ледникового покрова. Мощность снежных скоплений была невелика, уплотнение снежных масс происходило медленно, и ископаемый лед напоминал фирн. Движение льда является функцией давления, испытываемого в центральной части ледниковой области нижними горизонтами льда под тяжестью вышележащих ледниковых и снежных масс (см. гл. 2). Величина давления пропорциональна мощности льда. Маломощные льды Восточной Сибири если и испытывали импульс к движению, то в крайне ослабленном виде. Этот импульс был в большинстве случаев недостаточным для преодоления внешнего и внутреннего трения. Поэтому лед оставался неподвижным, мертвым.

Не весь лед Восточной Сибири снежного происхождения. Мало-снежность и суровость зим должны были способствовать промерзанию озер — более мелких до дна — и превращению их в линзы льда. Ледяные линзы озерного льда, погребенные под наносом, могли сохраниться до настоящего времени. Например, в Якутско-Вилюйской котловине лед лежит среди озерных суглинков. Далее в Сибири развиты наледи. Наледи бывают наземные и подземные (гидролаколиты). Наземные наледи образуются под влиянием промерзания рек, когда лед утолщается настолько, что живое сечение реки делается недостаточным для пропуска речных вод и вода изливается на поверхность, где замерзает. Подземные наледи образуются под влиянием промерзания горизонта грунтовой воды, ее затрудненной циркуляции и скопления и замерзания на глубине. Если климат Восточной Сибири в прошлом был еще континентальнее, чем современный, то образование наледей должно было происходить в больших размерах, чем в настоящее время.

Можно предполагать и другие, но второстепенные процессы образования ископаемого льда: скопление речного льда, заносимого рекой в пойму во время половодья, замерзание воды в трещинах, образующихся в почве при морозе, и т. д.

Но совершенно независимо от отдельных способов образования ископаемый лед в Восточной Сибири представляет в целом продукт резко континентального климата с суровыми малоснежными зимами.

Отложения грязевых потоков. Когда происходит таяние ископаемого льда, образующиеся воды не в состоянии впитаться, так как задерживаются льдом и мерзлотой. Стекая по поверхности, эти воды пропитывают оттаивающие отложения и образуют полужидкую массу — грязевые потоки (рис. 62). Грязевые потоки отлагают пески, глины со включением крупных обломков, растительных остатков, костей млекопитающих. Они представляют некоторую аналогию с флювиогляциальными отложениями ледников. Отложения грязевых потоков имеют большое распространение в Восточной Сибири. Они иногда напоминают морену и тогда могут называться псевдомореной (сравни гл. 3).

Приведем в виде примера описание разреза отложений грязевых потоков (В о л л о с о в и ч, 1930). На берегу моря между р. Богдаш-

жиной и горлом Хромской губы (к северо-западу от дельты р. Индигирки) имеем среди других такой разрез:

1. Современная тундра с *Salix polaris*.
2. Тонкий песчано-илистый нанос с остатками трав и мхов.
3. Прослойки из мхов гипнума и сфагнома с осокой.
4. Тонкий илистый нанос с прослоями льда и включениями плотного торфа.
5. Илистый нанос без остатков растительности и прослоями льда.
6. Ископаемый лед.
7. Оползень.

Обрывы достигают здесь 15—17 м высоты.

Аллювий пользуется широким распространением в долинах Лены, Вилюя, Тунга (левый приток Вилюя), Колымы, Индигирки, Анадыря и на Ново-Сибирских островах. Террасы многочисленны и широки. Понижения представляют настоящие аллювиальные равнины. Аллювий часто представлен лёссовидным суглинком. Причины столь значительного распространения аллювия следующие: мерзлота мешает рекам углубить долины, поэтому боковая эрозия преобладает над глубинной; реки сильно меандрируют, дробятся на рукава, долины расширяются. Все это способствует отложению аллювия (Г р и г о р ь е в, 1930).

Озерные отложения лучше известны в Якутско-Вилюйской котловине. Они представлены карбонатными суглинками. В нижнем течении Алдана, по его правому притоку — р. Тумара, Г р и г о р ь е в описал разрез, показывающий характер озерных суглинков и их соотношение с ископаемым льдом (1926, стр. 42).

Сверху вниз выходят следующие слои:

1. С у г л и н о к неслоистый, сильно высохший, не вскипающий с кислотой на поверхности 1,5 м.
 2. Г л и н а мерзлая, слоистая, в которой тонкие горизонты глины в 3—5 мм переслаиваются с горизонтами льда в 1—2 мм толщиной 1,5 м.
 3. Глыбы льда, местами перемежающиеся с тонкослоистой глиной 10 м.
 4. Галька в 10—20 см, изредка до 75 см. Мощность 12—13 м.
- Повидимому, флювиогляциальные отложения Верхоянских ледников.

Замечательно, что озерные отложения Якутии содержат карбонаты. Эта черта также отражает континентальные условия климата: мерзлота, зависящая от морозных и малоснежных зим, не дает почвенным растворам просачиваться вглубь. Жаркое лето способствует их сильному испарению и выпадению солей из растворов.

Золовые отложения. В бассейне р. Тунг, правого притока Вилюя, под 66° с. ш. в лиственничной тайге обнаружены большие пространства слабо закрепленных дюнных песков (Г р и г о р ь е в).

Морские отложения известны на р. Хатанге, Ново-Сибирских островах, Чукотском полуострове, в Анадырском лимане и на Охотском побережье. В о л л о с о в и ч считал, что на Ново-Сибирских островах два горизонта: нижний — между двумя слоями ископаемого льда и верхний — на верхнем горизонте льда. Последние исследования не подтвердили этой схемы. На Чукотском полуострове морские отложения, повидимому, покрыты мореной (С л о д к е в и ч). В других участках побережья условия залегания морских отложений не выяснены.

Фауна, найденная в морских отложениях, отвечает современной фауне, населяющей моря. Она носит холоднолюбивый характер (на Ново-Сибирских островах — *Joldia arctica* и т. д.).

Ископаемая флора. Ископаемая флора Восточной Сибири представлена отдельными находками. Наиболее интересной является находка американского серого ореха (*Juglans cinerea*), родственного грецкому ореху. Плоды американского серого ореха найдены в нижнем течении Алдана, где температура года сейчас на 13—17° ниже той, которая необходима для его произрастания (К р и ш т а ф о в и ч). К сожалению, стратиграфия отложений, в которых сделана эта находка, совершенно неизвестна, почему возраст самой находки также точно не определен. К р и ш т а ф о в и ч помещает ее на границе между верхним плиоценом и началом четвертичного периода. На р. Бурее (у хутора Асташихи) тоже найдены остатки сравнительно теплолюбивой флоры: гинкго, дзельква, вяз.

Две интересные находки ископаемых древесных остатков сделаны в тундре. На р. Омолой (западнее устья р. Яны, под 71° с. ш.) найдена древесина сосны (*Pinus monticola*) и ели (*Picea Wollosowiczii*), близких к калифорнийской сосне и ели, растущих в горах у предела лесной растительности, то есть в суровых условиях климата. На р. Анадырь (тоже в тундре) найдены остатки ели, напоминающие вышеуказанную.

В желудках трупов мамонтов и носорогов, а также между зубами находили остатки растительной пищи. Более подробно было изучено содержимое желудка мамонта с р. Березовки (правый приток р. Колымы). Главная часть пищи состояла из злаков и осок. «Приходится думать, что мамонт пасся на лугу», — говорит С у к а ч е в, изучавший эти остатки. Всего определены девять видов, из них один вид (*Hordeum*) растет южнее (до устья Алдана), один вид степной (*Agropyrum*). Флора времени существования мамонта имела более сухолюбивый характер.

Наконец, к числу находок ископаемой флоры следует отнести остатки древесины, находимые в тундре и свидетельствующие о недавнем отодвигании лесной границы к югу. Наиболее северные находки этого рода сделаны на Ново-Сибирских островах (см. гл. 6). Если считать, что хронологическая последовательность всех перечисленных выше находок такова, как они нами только что перечислены, мы получили бы картину постепенного похолодания климата, смены лиственных лесов хвойными, а последних (на севере) — тундрой.

К сожалению, стратиграфия перечисленных находок не выяснена, почему относительный возраст их остается гадательным.

Растительные реликты. В Анадырской и Пенжинской низменностях есть растения, являющиеся третичными реликтами. Таковы ныне растущие чозения (*Chosenia*), береза Каяндера (*Betula Sajanderi*) и маковое — *Dicentra peregrina* (Сочава). Нахождение этих реликтов чрезвычайно важно. Оно подтверждает, что Анадырская и Пенжинская низменности не покрывались льдом в четвертичное время, благодаря чему третичная флора могла сохраниться до наших дней.

Видовой состав растительности тундры в Сибири богаче, чем в Европе. Примесь ксерофильных видов значительнее. Центральные

части ареалов большинства видов приурочены к тундре Сибири. Все это указывает, что тундровая растительность формировалась главным образом в Восточной Сибири (А. Т о л м а ч е в). А это было возможно только при отсутствии покровного оледенения.

Ископаемая фауна Восточной Сибири так обильна, что служит объектом специального промысла (бивни мамонта). Своеобразны и условия сохранения ископаемой фауны, представленной не только костными остатками, но и мягкими частями животных. Однако несмотря на количественное обилие остатков, качественное их разнообразие не столь велико, как в Европе. Отсутствует фаунистический комплекс, характеризующий в Европе нижнечетвертичные слои. Это отличие было известно уже около полувека назад Ч е р с к о м у: «Так, например, число слоновых зубов в Сибири... можно считать уже почти тысячами. Однако все они относятся к одному лишь мамонту, то есть *Elephas primigenius*... без примеси других, известных в Европе, видов слона, из которых *Elephas antiquus* и *El. meridionalis* найдены даже на юге и юго-востоке Европейской России» (стр. 682). В южной Сибири найдены остатки некоторых представителей африканско-азиатской фауны, например скорлупа яиц страуса (у Троицкосавска).

Даже если учесть весь материал фаунистических находок, останется впечатление об отсутствии заметного преобразования фауны в течение четвертичного времени. Ч е р с к и й, а в последнее время Т у г а р и н о в связывают это с отсутствием покровного четвертичного оледенения Восточной Сибири и сравнительным постоянством физико-географических условий: «... Сибирь в течение всего постплиоценового периода могла культивировать только ту фауну, с которой в общих чертах мы знакомы уже в настоящее время. Возникши в конце третичной эпохи, фауна эта в пределах своей родины изменяла отчасти только границы распространения» (Ч е р с к и й, стр. 683). Плиоценовая фауна млекопитающих Восточной Сибири неизвестна. Плиоценовая морская фауна, изученная у берегов Аляски, имеет по сравнению с современной теплолюбивый отпечаток.

Типы оледенения.

1. Восточная Сибирь не имела сплошного покровного оледенения. В этом убеждают нас следующие факты: значительное распространение вечной мерзлоты и ее отчасти реликтовый характер; ископаемый лед; отсутствие следов ледниковой аккумуляции и эрозии в низинах; наличие в современной флоре третичных реликтов; характер фауны.

2. Физико-географические условия Восточной Сибири имели в четвертичное время менее изменчивый характер, чем в Европе. За это говорит неизменный характер четвертичного фаунистического комплекса и присутствие в составе современной флоры третичных реликтов.

Не случайно, что до сих пор не удается построить сколько-нибудь отчетливой стратиграфической схемы четвертичных отложений Восточной Сибири. Весьма возможно, что это объясняется не только слабой изученностью отложений. Малая изменчивость условий во времени не оставила следов в виде резко обособленных стратиграфических горизонтов.

В ледниковое время физико-географические условия Восточной Сибири напоминали современные, но отличались от них большей суровостью. Зимы имели чрезвычайно низкие температуры и мало-мощный снежный покров. Вследствие этого глубоко промерзала почва, на озерах образовывался толстый покров льда, шло сильное образование наледей. Небольшие снежные массы, погребавшиеся под наносом, образовывали скопления зернистого льда. В горах увеличались ледники, местами выходявшие на окраины равнины.

Оледенение имело незначительные размеры в результате резкой континентальности климата — малого количества снежных осадков и сравнительно высокой летней температуры¹. Последняя способствовала сильному иссушению поверхности почвы, процессам засоления, проникновению в тайгу степных элементов флоры и фауны, сохранившихся до настоящего времени в Якутии.

Особенно резко бросаются в глаза особенности физико-географических условий Восточной Сибири в ледниковом периоде, если сравнить их с условиями Европы. Покровное оледенение господствовало в условиях влажного морского климата Европы; покровное оледенение почти отсутствовало и в связи с этим широко развивалась мерзлота в Восточной Сибири.

Эти различия выступают резко только на достаточно большой территории и в особенности на огромной, находящейся в различных условиях климата, территории Советского Союза. Поэтому оно должно особенно учитываться советскими исследователями.

Назовем указанные своеобразные условия оледенения *фациями*, или *типами*, древнего оледенения. Можно говорить о типе оледенения морского климата, о типе оледенения континентального климата, или, лучше, о *Европейском и Восточно-Сибирском типах оледенения*.

Уменьшение площади древнего оледенения наблюдается уже при переходе из Европы в Западную Сибирь. Древнее оледенение Западной Сибири по своему характеру занимало промежуточное положение между Европейским и Восточно-Сибирским. Оно имело еще покровный характер, но в то же время носило следы явного угнетения (малая площадь, высокое широтное положение; см. подробнее в гл. 6).

Литература.

1. Берг Л. С., Ландшафтно-географические зоны СССР, 1931.
2. Билибин Ю. А., Об активной и пассивной вечной мерзлоте, ИГО, 3, 1937.
3. Волосович К. А., Геологические наблюдения в тундре между нижними течениями рр. Лены и Колымы (по материалам Санга-Юряхской экспедиции 1908 г. и Ленско-Колымской экспедиции 1909 г. (обработал для печати Р. Ф. Геккер), изд. АН СССР, 1930.
4. Гладцин И. Н., Схема деления Сибири и Дальнего Востока на геоморфологические области, Тр. Ин-та геогр. АН СССР, намечен к выпуску в 1939 г.
5. Григорьев А. А., Геология, рельеф и почвы северо-западной части Ленско-Алданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г., Мат. Ком. по изуч. Якутск. АССР, вып. 4, 1926.
6. Григорьев А. А., Вечная мерзлота и древнее оледенение, сборн. «Вечная мерзлота», 1930.
7. Григорьев А. А., об оледенении территории Якутии в четвертичный период, Тр. КЧ, 1, 1932.

¹ По сравнению с температурой лета Европы в ледниковый период.

8. Ерм о л а е в М. М., Инструкция для экспедиционного изучения ископаемого льда как географического фактора Всеросс. Арктич. ин-та, 1932.
9. Ерм о л а е в М. М., Геология и полезные ископаемые Ново-Сибирского архипелага, Тр. СОПС АН СССР, «Якутская АССР», вып. 2, 1933.
10. К р и ш т а ф о в и ч А. Н., Геология стран Дальнего Востока, Л. 1932.
11. О б р у ч е в В. А., Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии, Бюлл. КЧ, 3, 1931.
12. П е т р о в В. Г., Новый вариант южной границы вечной мерзлоты в Западной Сибири, Тр. Ком. по изуч. вечно мерзл., V, 1937.
13. С а к с В. Н., О четвертичном оледенении севера Сибири, «Arktika», IV, 1936.
14. С у м г и н М. И., Вечная мерзлота, изд. 2-е, 1934; подробнее см. «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР», изд. 2-е, 1936.
15. Т о л м а ч е в А. И., О происхождении тундрового ландшафта, «Природа», 9, 1927.
16. Т о л м а ч е в А. И., Растительность эпохи мамонта в арктической Сибири. Дневн. Всес. съезда бот., 1928, стр. 132—133.
17. Т у г а р и н о в А. Я., Опыт истории фауны Евразии, Тр. II Межд. конфер. АИЧПЕ, V, 1934.
18. Э д е л ь ш т е й н Я. С., Устройство поверхности и основные геоморфологические особенности северных районов СССР, «Геол. и полез. ископ. Севера СССР», 1, «Геология», 1935.
См. также гл. 4, № 2 и 4.

Глава 8.

ДРЕВНЕЕ ПОКРОВНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗА ГРАНИЦАМИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА.

Вне пределов СССР (и Евразии) большие ледниковые покровы развивались в четвертичное время в Северной Америке с Гренландией и в Антарктике. Небольшое покровное оледенение было на Огненной Земле.

Северная Америка.

Главный интерес для нас имеет изучение форм ледниковой аккумуляции. Соответствующие американские работы были уже нами ранее использованы (гл. 3). Далее, всякий занимающийся картированием четвертичных отложений нашего Союза должен всегда иметь в виду, что в США карты четвертичных отложений составляются очень хорошо. В частности составляются *стратиграфические* карты четвертичных отложений, что не удалось сделать при составлении общей карты четвертичных отложений Европейской части СССР.

Кроме того, самый характер древнего оледенения Северной Америки имеет для нас известный сравнительный интерес, почему мы и остановимся на нем в кратких чертах.

Площадь древнего оледенения Северной Америки измеряется (без Гренландии) в 11,5 млн. км², то есть вдвое больше площади Европейского щита и лишь немного менее площади современного оледенения Антарктики (рис. 63).

Покровное оледенение отсутствовало в центральной и северной Аляске, которая вполне напоминала в этом отношении Восточную Сибирь. Причина сходства лежит в общей континентальности климата Восточной Сибири и Аляски. Южная граница ледникового покрова спустилась очень низко. Лед достигал места современного слияния р. Миссисипи и Миссури у г. С. Луи под 37°, 30 с. ш., то есть южнее широты Батуми и Сталинабада, и на 1200 км южнее край-



Рис. 63. Четвертичное оледенение Северной Америки (по Антевсу).

ней точки Европейского ледникового покрова. Такое низкое широтное положение ледникового покрова отражало существующее и в настоящее время температурное отличие американского и европейского берегов Атлантического океана. Первый значительно холоднее второго на той же широте.

Менее крупной особенностью оледенения являлось наличие к юго-западу от озера Мичиган области, которая не покрывалась льдом, хотя и была им окружена со всех сторон («Driftless area»). Это обстоятельство имеет принципиальный интерес, так как заставляет с осторожностью экстраполировать данные о древнем оледенении, добытые в одном районе, на соседние районы.

Главных *центров* оледенения было три: Кордильерский, Кееватинский (к западу от Гудзонова залива) и Лабрадорский. Первый располагался в горах, второй — в низине и третий — на плато.

Расчленение ледникового периода привело к следующему результату. Различают четыре или пять ледниковых эпох и межледниковых эпох между ними. Те и другие имеют местные названия:

Висконсинское оледенение (последнее).

Пеорская межледниковая эпоха.

Айовское оледенение.

Сангамонская межледниковая эпоха.

Иллинойское оледенение.

Ярмутская межледниковая эпоха.

Канзасское оледенение.

Афтонская межледниковая эпоха.

Небрасское (или Джерсейское) оледенение.

Спорной является самостоятельность Айовского оледенения. Не все пять (или четыре) оледенения были развиты повсеместно между берегами Тихого и Атлантического океанов. Морена некоторых из них имеет ограниченное распространение и указывает на связь с одним каким-либо центром оледенения: Канзасское и Айовское оледенение были связаны с Кееватинским центром, а Иллинойское оледенение — с Лабрадорским центром и только Висконсинское оледенение — одновременно со всеми тремя центрами оледенения. Таким образом, различные центры оледенения давали начало ледниковым покровам неодновременно. Это явление установлено чисто эмпирически. Оно не нашло еще удовлетворительного объяснения, но представляет крупный интерес для изучения покровного оледенения СССР, которое также имело несколько центров и в той же степени могло развиваться в разных местах неодновременно. Эта возможность нашими исследователями до сих пор совершенно не учитывалась (рис. 64).

За границей оледенения, в Кордильерах, на плато Утах располагались два большие озера — Бонневиль (50 тыс. км²) и Лагонган (около 25 тыс. км²). Остатками этих озер является большое Солёное озеро. Озера несколько (три—четыре) раз увеличивались в размерах и вновь сокращались. Увеличение размеров озер было эвстатическим и происходило под влиянием притока талых вод ледников, располагавшихся в горах Сьерры Невады. Те котловины, которые не получали талых вод со стороны ледников, оставались сухими, что указывает на сравнительную сухость климата краевой зоны древнего оледенения. По числу периодов разлива озер можно судить о числе оледенений (рис. 65).

История этих озер изучена с большой подробностью (Руссель, Антевс). Она имеет большой интерес для советских исследователей, так как напоминает некоторыми своими чертами историю Кас-

ийского моря. Трансгрессии Каспия также связывают иногда с усиленным притоком талых ледниковых вод и синхронизируют с ледниковыми эпохами.

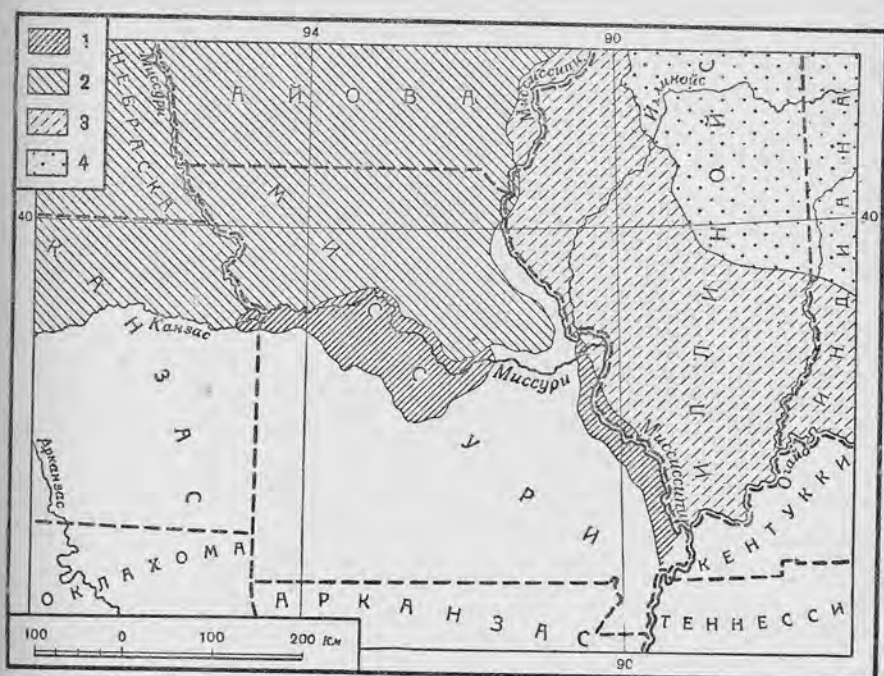


Рис. 64. Границы оледенений в разные ледниковые эпохи. От восточного Иллинойса до Канзаса (по Антеву).

1 — небрасская морена; 2 — канзасская морена; 3 — иллинойская морена; 4 — висконсинская морена;

Южная Америка.

В Южной Америке ледниковый покров располагался в южной части Аргентины и на Огненной Земле южнее 40° ю. ш. Он был вытянут соответственно простиранию Анд на протяжении 1500 км с севера на юг и достигал в ширину несколько сот километров. Площадь древнего оледенения точно не известна, но судя по прилагаемой карте (рис. 66) приближалась к 500 тыс. км²¹.

Гренландия и Антарктика.

Гренландия и Антарктика интересуют исследователей четвертичного периода в двух отношениях. Во-первых, эти две области, и сейчас в значительной мере покрытые льдом, испытывали в четвертичное время еще более значительное оледенение. Во-вторых, изучение

¹ Большое оледенение было в южном полушарии на южном острове Новой Зеландии, где лед покрывал около трети площади всего острова, то есть несколько десятков тысяч квадратных километров суши. Оледенение не имело покровного характера.

географии этих двух ледниковых покровов проливает свет на палеогеографию ледниковых покровов четвертичного периода. В последнем отношении мы использовали уже много данных, разбирая условия образования ледниковых форм рельефа и климата древних ледниковых покровов (гл. 2—4). В настоящей главе мы остановимся на двух вопросах: 1) было ли оледенение Гренландии и Антарктики в четвертичное время больше современного и 2) каковы были климатические условия, способствовавшие увеличению размеров и без того значительного современного оледенения Антарктики.

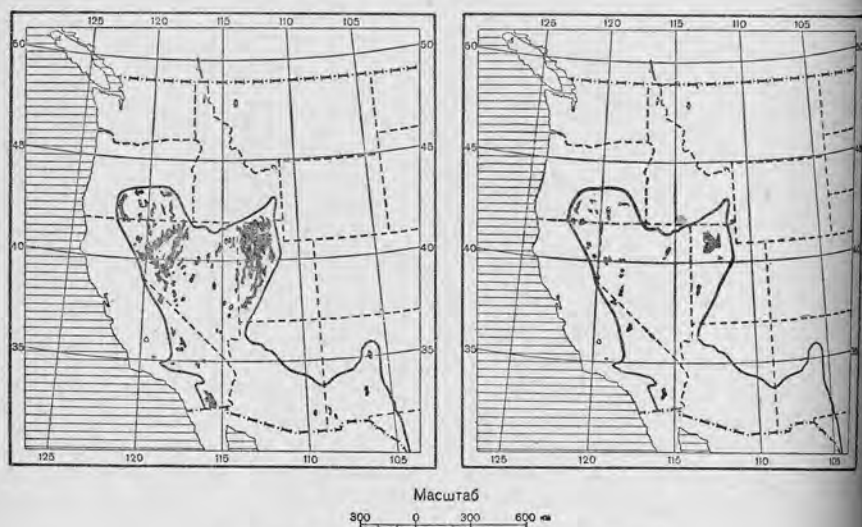


Рис. 65. Большое Солёное озеро (по Дэли).

Направо — существующие озера, налево — максимальное распространение озер в четвертичное время (черная заливка).

Гренландия. Ледниковый покров в настоящее время занимает площадь, равную 1834 тыс. км², то есть 85% всей Гренландии; 15% суши (325 тыс. км²) не покрыто льдом. Ледникового покрова лишена северная часть Гренландии — Земля Пири (северная оконечность — 83°, 39 с. ш.). Этот парадокс объясняют распределением осадков: южная часть ледникового щита получает более 1000 мм в год осадков, средняя часть — около 300 мм, а Земля Пири — только 100 мм осадков в год. Эта зависимость выступает еще резче, если сравнить Гренландию с островами Северо-Американского архипелага. Последние имеют крайне незначительное оледенение (отдельные шапки льда), что объясняется малым количеством осадков и неблагоприятным их распределением. На островах Северо-Американского архипелага преобладают летние осадки, а в Гренландии — зимние.

Приведенные соотношения крайне поучительны, так как повторяют картину древнего оледенения Евразии: Европейский ледниковый покров, располагавшийся в условиях сравнительно морского климата, напоминает современный ледниковый покров Гренландии. Угнетенность древних и современных ледниковых явлений в Восточ-

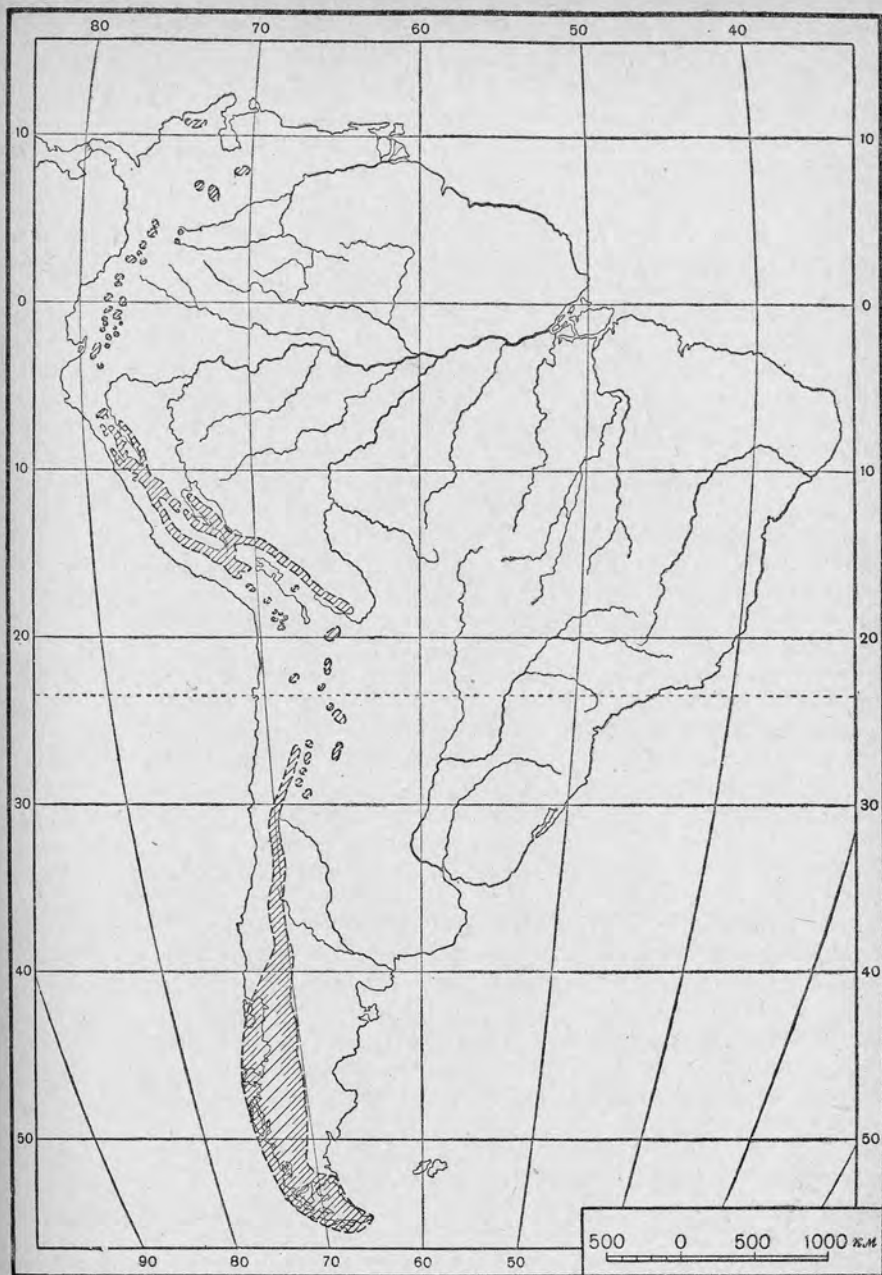


Рис. об. Четвертичное оледенение Южной Америки (по Антевсу).

ной Сибири и на островах Северо-Американского архипелага имеет ту же причину: континентальность климата, в частности малое количество осадков и преобладание летних осадков над зимними.

Древнее оледенение Гренландии было больше современного и по площади и по мощности. За исключением северной части и отдельных вершин, вся Гренландия была покрыта льдом. Замечательно, что Земля Пири и часть островов Северо-Американского архипелага оставались непокрытыми льдом. Таким образом, климатические различия, действующие в настоящее время, определяли и в четвертичное время размеры древнего оледенения арктических районов Америки.

Антарктика. С изучением этого огромного ледникового покрова (13,5 млн. км²) связана одна из крупнейших проблем древнего оледенения: проблема одновременного развития ледниковых покровов.

Как ни велико современное оледенение Антарктики, оно было в четвертичное время еще более значительным. По наблюдениям Дригальского, на склонах горы Гаусса поверхность льда лежала на 240 м выше, чем в настоящее время. В долинах Земли Виктории мощность ледников превышала современную на 600—900 м. Более значительное горизонтальное распространение оледенения доказывается условиями залегания ледниково-морских отложений вокруг Антарктики. Эти отложения к северу от 63° ю. ш. покрываются более молодыми органогенными отложениями и уже под ними прослеживаются до 55° ю. ш. Таким образом, вынос ледникового материала айсбергами в море прежде происходил на 8° севернее, чем сейчас.

Современные условия климата во многих отношениях неблагоприятствуют оледенению Антарктики. Лучеиспускание с огромной снежной и ледяной поверхности, занимающей площадь в 13,5 млн. км², сильно охлаждает нижние слои атмосферы над этой поверхностью. Достаточно сказать, что благодаря этому охлаждающему влиянию область, имеющая среднюю температуру самого теплого месяца ниже 0°, занимает вокруг Южного полюса площадь в 21 млн. км² и простирается до полярного круга. Вокруг Северного полюса, в одинаковых условиях солярного климата, эта площадь — всего 800 тыс. км², то есть в 25 раз меньше. Как выяснено — главным образом экспедицией Бэрда—антарктический антициклон представляет массу холодного, тяжелого воздуха, лежащего в виде плоской шапки (около 800 м высотой) над поверхностью льда. Ледниковый антициклон мешает проникновению влажного воздуха с океана к центру щита и тем самым затрудняет его питание. Возникает даже вопрос, не является ли баланс антарктического ледникового покрова в настоящее время отрицательным, то есть не получает ли он меньше твердых осадков, чем теряет (в объемном выражении) льда за тот же отрезок времени, тем более что потеря льда происходит в большом размере и различными способами — путем таяния, испарения, выдувания снега в океан постоянными ветрами, откалывания айсбергов.

Таковы современные условия. Предположим, что температура у поверхности антарктического щита стала еще ниже, благодаря повсеместному охлаждению земной поверхности, с которыми связывают древнее оледенение. Добавочное охлаждение воздушных масс над антарктическим ледниковым щитом вызвало бы усиление антицик-

лона и дальнейшее затруднение проникновения влаги с океана. Выдувание снега увеличится, так как усилятся центробежные ветры. В результате понижения температуры приходно-расходный баланс ледникового покрова может получить еще более значительное отрицательное выражение, и ледниковый щит уменьшится в размерах, наступит «межледниковая», но холодная эпоха. Весьма вероятно, с другой стороны, что в то время, когда остальные страны испытывали потепление и сокращение ледниковых покровов (в межледниковые эпохи), в Антарктике оледенение достигало наибольшего размера, превышавшего современный, то есть наступала «ледниковая» эпоха.

Эти рассуждения не убедительны по отношению к ледниковому покрову Гренландии, который получает значительно больше осадков и имеет циклонический режим: два современные ледниковые щита могли в прошлом иметь противоположный ход развития.

Литература.

См. глава 1, № 1, глава 2, № 10.

Глава 9.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ.

Площадь древнего покровного оледенения.

Главных ледниковых покровов было три: в Евразии, Северной Америке (с Гренландией) и Антарктике. Они были сложными, то есть питались из нескольких центров оледенения. Размеры каждого определяются следующими цифрами.

1. Евразия 9,5 млн. км ²	}	Европейский 5,5, млн. км ² ¹
		Сибирский около 4 млн. км ²
2. Северная Америка 13,7 млн. км ²	}	Собственно Северо-Американский 11,5 млн. км ²
		Гренландский — 2,2 млн. км ²
3. Антарктика 13,5 млн. км ²		
Итого — 36,7 млн. км ² .		

Кроме того, небольшой ледниковый покров существовал в Южной Америке (0,5 млн. км²). Площадь оледенения Средней и Восточной Сибири, которая в настоящее время еще не известна, может быть оценена не более 1 млн. км². Если прибавить сюда еще сравнительно небольшую площадь древнего оледенения гор и арктических островов Евразии, можно считать, что *общая площадь оледенения всей земной поверхности приближалась к 39 млн. км²*.

Эти цифры настолько велики, что реальное их значение делается ясным лишь при сравнении с 1) площадью земной поверхности и 2) площадью современного оледенения суши.

Площадь всей поверхности Земли — 510 млн. км², площадь суши — 148,9 млн. км². Таким образом, лед покрывал 26% площади суши. Но

¹ По А. Пенку — 6,5 млн. км², куда он включает льды Новоземельского центра, площадью около 1 млн. км², которые мы относим к Сибирскому покрову (см. гл. 6).

в действительности *одновременно* такой большой площади льда не существовало, вследствие не вполне одновременного развития отдельных ледниковых покровов (см. гл. 8).

Сравнение с современным оледенением приводит к следующей картине.

Площадь современного оледенения

Антарктика	13,5 млн. км ²
Гренландия	1,8 млн. км ²
Остальные ледниковые области	около 0,5 млн. км ²

Итого около 16 млн. км²
(менее 11% площади суши).

Таким образом, древнее оледенение превышало современное почти в 2,5 раза.

Таяние современного ледникового щита Гренландии подняло бы уровень мирового океана на 8 м, Антарктического — на 40 м. Таяние всех современных льдов подняло бы уровень океана на 50 м. Таяние льдов древнего оледенения (если принимать их синхроничными) повысило бы уровень мирового океана на 85 м)¹.

В настоящее время площадь оледенения южного полушария превышает площадь оледенения северного полушария в 7 раз. Это оказывает большое влияние на климат Земли. Северное полушарие теплее южного. Термический экватор лежит севернее географического экватора. Во время максимума древнего оледенения группировка льдов была совершенно другой. Площадь оледенения северного полушария возросла в 13 раз, а в южном полушарии возможно даже несколько сократилась. Вследствие этого размер оледенения северного полушария превысил размер оледенения южного полушария почти в 2 раза. Это не могло не вызвать значительное охлаждение северного полушария по сравнению с южным. Весьма возможно, что термический экватор переместился в это время в южное полушарие.

Основная закономерность распределения древних ледниковых покровов.

Развитие древних ледниковых покровов подчинялось тем же климатическим зависимостям, которые определяют распространение современных ледниковых покровов. Древнее оледенение достигало наиболее значительного развития в областях с морским и во всяком случае не с резко континентальным климатом; оно убывало в размерах при движении от Европы к Восточной Сибири и от Гренландии к островам Северо-Американского архипелага и Аляске. В условиях достаточного количества осадков оледенению способствовали низкие температуры. Поэтому на американской стороне Атлантического океана ледниковый покров спускался к югу на 11° южнее, чем на европейской стороне.

Таким образом, во время древнего оледенения климатическая дифференцировка на поверхности Земли не только существовала, но

¹ Объем увеличился бы менее площади.

отдельные области имели в общем те же климатические особенности, что и в настоящее время: западный берег Атлантического океана был холоднее восточного, Восточная Сибирь имела более континентальный климат, чем Западная Сибирь и особенно чем Европа, и т. д. Поясним смысл последнего утверждения таким примером. В своей известной сводке Вольдштедт пишет, что после того как было доказано покровное оледенение Сибири, стало невозможным предположение, что полюс в четвертичное время перемещался. Это рассуждение неправильно. Если бы покровное оледенение Восточной Сибири было действительно доказано¹, то пришлось бы принять такое резкое изменение климата Восточной Сибири, которое невозможно объяснить, исходя из постоянства ее широтного положения. Пришлось бы заключить, что положение полюса с тех пор изменилось. Однако в Восточной Сибири покровное оледенение отсутствовало, как мы видели в главе 7, что именно и служит доказательством неизменного положения полюса. Таким образом, вывод Вольдштедта правильный, но мотивировка ошибочная.

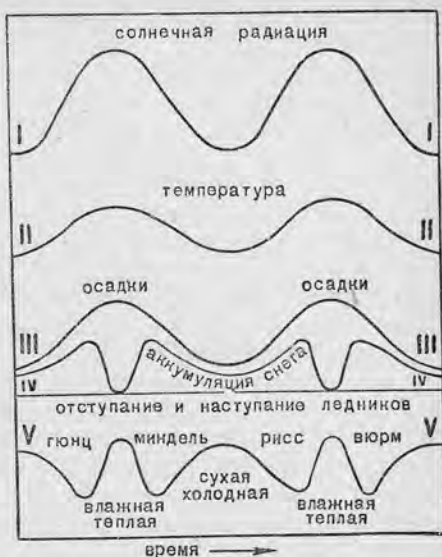


Рис. 67. Кривые Симпсона.

Расчленение истории ледниковых покровов.

Теория Симпсона и ее пространственная интерпретация. Один из крупнейших современных климатологов, участник экспедиции Скотта к Южному полюсу — Симпсон выдвинул весьма плодотворный взгляд, согласно которому ход ледниковых явлений на поверхности Земли зависит не от того, какой причиной (качеством) он вызван, а от того, в каких границах (количествах) происходят изменения, явившиеся причиной начала оледенения. Этот взгляд суммирует многое из того, что было нами сказано на протяжении предыдущих глав о влиянии различных условий климата на ход древнеледниковых явлений.

Представим себе, что причиной начала оледенения послужило увеличение солнечной радиации, — так начинает свое рассуждение Симпсон (рис. 67).

Увеличение радиации вызовет повышение температуры, испарения, облачности и наконец осадков. До тех пор пока температура будет оставаться ниже нуля, осадки будут выпадать в виде снега.

¹ В действительности это не так.

Дальнейшее повышение температуры может вызвать уменьшение количества выпадающего снега (при продолжающемся увеличении общего количества выпадающих осадков), и новое его увеличение наступит лишь тогда, когда температура (а также радиация и общее количество осадков) понизится. Если количество выпавшего снега было достаточно, чтобы дать начало ледниковым явлениям, произойдет два наступания льдов, совпадающих с одним циклом температурных изменений: в промежутке между ними — межледниковая эпоха, теплая и влажная, так как она совпадает с максимумом радиации, температуры и осадков.

После этого наступит обратный цикл изменения солнечной радиации, температуры и осадков — их понижение. Количество выпадающего снега будет мало, несмотря на низкую температуру, так как вообще осадки будут выпадать в очень незначительном количестве. Наступит «межледниковая» эпоха — холодная и сухая. Если представить себе еще один цикл повышения солнечной радиации, то получим еще две ледниковых эпохи, вновь разделенные теплой и влажной межледниковой эпохой, как это изображено на нижней кривой.

Получается на первый взгляд парадоксальный вывод: увеличение и сокращение оледенения возникают под влиянием как повышения, так и понижения радиации — температуры — осадков. Интенсивность этих изменений, а не их направление вызывает изменение размеров оледенений. Такова картина, построенная автором на основании общих умозаключений, для одной какой-либо точки.

Произведем такой анализ для двух точек, находящихся в различных климатических условиях, например в Европе и Восточной Сибири, Гренландии и Антарктике. Под влиянием одной и той же причины, как изменение солнечной радиации, оптимальные условия для оледенения в различных условиях климата будут наступать не одновременно. В противоположных условиях климата оптимальные условия будут наступать в различные отрезки времени, совпадающие с противоположным ходом кривой солнечной радиации. В одних случаях будет происходить некоторое (более или менее значительное) несопадение моментов кульминации развития оледенения; в других — кульминация оледенения в одних районах будет совпадать с деградацией оледенения в тех районах, где имелся противоположный климатический режим.

Таким образом, идею С и м п с о н а возможно применять в двух планах: во времени (как сказал он сам) и в пространстве. Ледниковый период представлял явление синхронное для всей поверхности Земли. В отдельные ледниковые эпохи оледенения были синхронны в областях со сходным климатом и метахронны в областях с различным режимом климата.

Расчленение истории оледенения. Различают подразделения различного порядка: 1) ледниковый период, 2) ледниковые эпохи (разделенные межледниковыми эпохами) и 3) стадии каждой ледниковой эпохи.

Для Европейского ледникового покрова различают 3 ледниковых эпохи в СССР и Германии и 4 — в Польше. Предпоследняя — Днепровская — ледниковая эпоха распадается на две стадии — максимальную и более позднюю — Московскую. Последняя — Валдайская — ледниковая эпоха имела три или четыре стадии.

Для Сибирского ледникового покрова известны лишь две эпохи развития. Стадии неизвестны. Относительная простота истории развития зависела: 1) от угнетенности ледниковых явлений и меньшего их размаха по сравнению с Европой; 2) кроме того, в условиях более континентального (по сравнению с Европой) климата Западной Сибири понижение температуры, вызывавшее увеличение размеров оледенения в Европе, оказалось более или менее нейтральным фактором в Западной Сибири. Поэтому не все даже основные моменты развития ледниковых явлений Европы могли отразиться в Западной Сибири.

Переходя к Восточной Сибири, отметим, что здесь есть основания говорить даже о противоположном ходе ледниковых явлений в течение всего четвертичного периода. Расчленение ледникового периода должно быть крайне затрудненным. Практически оно еще и не осуществлено удовлетворительно.

В США различают четыре или пять (в Аляске одну) эпох оледенения. Синхронизация их с оледенениями Европы не является чем-либо само собой подразумевающимся и остается пока делом будущего.

Литература.

Общая литература, указанная в «Введении», также гл. 1, № 1.

1. Марков К. К., Климат земли в четвертичном периоде (реферат работы Симпсона), ИГО, 1935.
 2. Simpson G. C., World Climate during the Quaternary period, «Quatr. Journ. of the Royal Met. Soc.», 60, № 257, 1934.
-

ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ВЫСОКОГОРНЫХ РАЙОНОВ.

Глава I.

АЛЬПЫ.

Современное оледенение.

Площадь современного оледенения Альп — 3850 км², из которых половина (1462 км²) приходится на Восточные Альпы. Это составляет 2,1% площади гор. Самые крупные ледники расположены в Швейцарских Альпах: Аалекский (Бернские Альпы) 26,8 км, Горнер (группа Монте-Роза — Матергорн) 16 км, Мэр де Глас (группа Монблана) 15 км. Самый длинный ледник Восточных Альп — Пастерце (группа б. Глокнера) 10,4 км.

Снеговая граница поднимается к средней части гор от северных и южных склонов: северный склон Швейцарских Альп 2400 м, Бернские Альпы 3200 м, Северные известковые Альпы 2500 м, Центральные кристаллические Альпы 3000 м, Южные известковые Альпы 2700—2800 м. Ледники спускаются значительно ниже: Гриндервальдский ледник в Швейцарии — до 1150 м абс. выс. Большинство современных ледников принадлежит к типу висячих и каровых. Только более значительные являются ледниками долинного типа. Ледники своими верхними частями обыкновенно примыкают к широким мульдам, заключающим фирн, питающий ледник (альпийский тип питания ледников).

Формы ледниковой эрозии.

Отпечаток, оставленный древним оледенением, позволяет определенно отличать горы, покрываемые ледниками в четвертичное время, от гор, не испытавших на себе воздействия оледенения. Глубокие долины с широким вогнутым дном и крутыми оглаженными склонами, нишеобразные углубления каров у подножия крутых склонов и острые зубцы — характерные свидетели скульптурной работы древнего оледенения и связанных с оледенением агентов.

Роль эрозионной работы ледников представлялась Пенку следующим образом.

Трог. Долину, обработанную льдом, Рихтер назвал *трогом* (в переводе «корыто»). Пенк противопоставил речную долину — р. Мелло — и троговую — р. Оглио — в следующем описании:

«Ни одна из долин не является настолько поучительной в этом отношении, как долина р. Мелло, оставляющая Альпы у г. Брешня. У ее устья отсутствует столь обычное альпийское озеро. Долина быстро поднимается кверху; ее дно узко; склоны справа и слева возвы-

шаются хотя и круто, но... форма трога со всеми ее признаками отсутствует, боковые долины впадают согласно (*gleichsölig*) в главную долину. У их устья отсутствует ступень, с которой река низвергалась бы водопадом или которую река прорезала бы ущельем... По всей реке отсутствуют значительные перегибы падения. Как отлична долина р. Оглио, лежащая непосредственно рядом, по которой большой ледник достигал подножия Альп. Перейдя его значительные конечные морены, мы останавливаемся перед зеркалом прекрасного озера Изео. Далее кверху дно долины Оглио на большом расстоянии засыпано... Притоки, впадающие в главную долину, большей частью пересекают устьевую ступень узким ущельем. Всюду круто, часто в виде скалистых стен, поднимаются склоны по обе стороны широкого, засыпанного дна долины; лишь на большой высоте они принимают более пологий уклон» (1910, стр. 444). Дно таких долин преимущественно закрыто аллювием. Дно боковых долин заканчивается книзу *устьевыми ступенями*. Главные долины углублялись быстрее, чем боковые, слишком глубоко для современной эрозионной работы притоков; дно, погруженное под озера или под рыхлые наносы, представляет нередко большие котловины так называемых *центральных депрессий* или *языковых бассейнов*. В этом состоит сущность *переуглубления*: коренное дно долины лежит для реки слишком низко, оно уже не размывается, а погребается под наносами. Устьевые же ступени не являются безусловными признаками ледникового переуглубления; они встречаются и в других условиях. Лишь местами коренное дно поднимается и прорезается рекой; образуются поперечные перегородки — *ригели*. Здесь особенно хорошо бывает выражен V-образный поперечный и ступенчатый продольный профиль долины. У впадения боковых ледников дно главной долины падает круче и образует *конфлюэнтные ступени* (ступени слияния), показывающие, что вместе с увеличением массы льда сразу возросла и его эрозионная работа. У разделения ледника на два самостоятельные рукава лежат *дифлюэнтные ступени* — уступы, обращенные вверх по долине. Иногда боковые долины переуглублены по отношению к современным главным долинам: во время оледенения боковые ледники вмещали более крупные ледники, чем главные. Коренное дно долины неровное, покрытое *бараньими лбами* и *курчавыми скалами*. Коренное дно постепенно, с закруглением, переходит в склоны. Крутые, но оглаженные склоны трога на некоторой высоте образуют перегиб — *край трога* и становятся положе. Пологие участки склона сопровождают по обоим краям крутые нижние участки. Они образуют *плечи трога* и также отшлифованы льдом. Граница ледниковой полировки проходит выше плеча и бывает отмечена желобообразными углублениями (*борозды сглаживания*). Выше начинаются резкие, неоглаженные склоны. Лед лежал и на плечах трога, до самой границы ледниковой полировки. Это подтверждается нахождением на плечах трогов эрратических валунов, морен. Ледник переуглублял свою долину преимущественно по срединной линии. Выше по долине на плечах трога лежали боковые ледники или фирн. Крутые склоны трога смыкаются в верховьях трога, образуя его *замыкание*. У подножия стены, замыкающей трог, нередко лежат озера. Поднимаясь на крутую стену, попадаем на *троговую площадку*, тоже оглаженную

льдом. Она продолжается вниз по долине в плечитрога. Площадка окаймлена вновь крутой стеной, под которой и начинался древний ледник. Здесь располагается *кар*. Он ограничен вверху указанной стеной, и дно его образует троговая площадка.

Механизм ледниковой эрозии. Концы альпийских ледников испытывают сравнительно быстрые колебания; это уже давно давало основания ставить метки в коренном дне трогов, перед концами ледников. Рассчитывали, что ледник вскоре покроет поставленную метку, затем вновь освободит ее и даст возможность по изнашиванию метки составить суждение о размерах ледниковой эрозии.

С и м о н и еще в 1845 г. поставил метку около 3 см глубиной перед концом ледника Кальсейсфельд. Во время кратковременного надвигания ледника метка оказалась стертой. Эрозия ледника Аллалин (Швейцария, долина р. Саазер) обнаружена была сходным образом и оказалась равной 30,1 м за время с 1920 по 1925 г. На леднике Хинтерейсфернер в Этцтальских Альпах Г е с с подсчитал количество материала, вытаивающего из средней морены на поверхности ледника из определенного объема льда (насыщенность льда моренным материалом). Эта величина зависит от величины эрозии ледникового ложа в месте, откуда идет питание морены. Внося поправку на скорость движения льда, равную скорости приноса материала (частичка породы, при данной скорости движения льда, проходит расстояние в 300 м от точки отрыва) от коренного ложа до точки вытаивания из морены, Г е с с определяет величину понижения ложа эрозией, равной 3 мм в год.

Дно трога в большинстве случаев бугристо. Бугры имеют форму курчавых скал и бараньих лбов. Это обстоятельство говорит о различном эффекте эрозии в различных точках ледникового ложа, или *избирательной* (селективной) эрозии. Эффект ледниковой эрозии зависит главным образом от трещиноватости пород. Породы, обладающие меньшей механической прочностью, но массивные, не образующие отдельностей, противостоят эрозии ледника сильнее, чем породы более прочные, но в то же время более трещиноватые и т. д. Поэтому толстослоистые известняки дают в ледниковом ложе выступы, массивные кристаллические породы, легко образующие отдельности, — понижения. В первом случае склон повышения постепенно обтачивается льдом, делается закругленным и перестает испытывать столь большое давление, как склон неровный, от которого ледник постоянно *отламывает* куски пород. К таким выводам пришел в условиях горного оледенения (Альпы) А. П е н к, в условиях равнинного оледенения (Швеция) — А. Х ё г б о м, как указывалось в гл. 2, ч. II.

Происхождение формы трога. А. П е н к объясняет характерную комбинацию крутых стен и пологих плечей трога следующим образом: ледник эродирует вглубь сильнее там, где лед мощнее — по своей оси. Здесь трог углубляется. Выше возрастает давление поверхности ледника на склоны, идет расширение долины образуются плечи трога. Остается невыясненным происхождение резкого края трога. Ф и л и п с о н связывает этот перегиб с постепенным увеличением, затем с новым сокращением ледника. Вначале ледник углубляет дно долины, создавая часть трога, лежащего ниже плечей; затем, увеличиваясь в размере, переполняет трог, образуя плечи трога, где эрозия слабее.

Вторично убывая, он вновь ограничивает свою эрозионную работу дном, углубляет трог, делает его склоны более крутыми. Однако и при этом толковании край трога мог бы возникнуть лишь при скачкообразном переходе начальной фазы оледенения в оптимальную и оптимальной — в заключительную, а в действительности эти переходы постепенные.

Наиболее просто и наиболее (в настоящее время) распространено предположение, что плечи — остаток дна сравнительно широкой доледниковой речной долины, заложенной в мало рассеченном рельефе. Высокогорные Альпы росли из среднегорной страны, реки врезались и образовывали крутые склоны. Основные черты поперечного сечения трога созданы рекой в доледниковое время.

Крайние взгляды на роль ледниковой эрозии. А. Гейм, глава так называемой швейцарской школы гляциологов, считал, что ледники не только не эродировали, но, напротив, *консервируют* доледниковые долины. В дальнейшем взгляды его и А. П е н к а несколько сблизилась за счет обоюдных уступок. Однако еще в 1910 г. Гейм выдвигал ряд возражений против ледниковой эрозии: подо льдом отсутствует выветривание; давление льда на ложе не меняется, почему не происходит морозного выветривания от перехода воды в лед и льда в воду; ледниковые реки несут мало мути, значит, ледники мало эродировали; отламывание глыб породы льдом по трещинам наблюдается лишь в единичных случаях; в ледниковых долинах встречаются глыбы обвалов, обрушившиеся еще в межледниковое время. Ледники не могли уничтожить эти глыбы; форма трога редко встречается, часто она мнимая и создается осыпями у основания склонов (возражение, приводившееся, например, Д и с т е л е м); неровности дна ледниковых долин (бараньи лбы и проч.) доказывают слабость ледниковой работы; устьевые ступени встречаются и в долинах, не заключающих ледники; переуглубление и образование озер — результат общего погружения Альп. Гейм говорит: «Я представляю себя в это мгновение с моим другом П е н к о м, стоящим на вершине горы Риги. П е н к: Смотри же, как прекрасно этот долинный и озерной ландшафт у наших ног говорит за ледниковое переуглубление. Я: Смотри же, как великолепно вода проникает во все бухты, образуя между ними перемычки и кулисы полуостровов. Это прекрасная картина долинного ландшафта, образовавшегося погружением всей горной страны» (1910, стр. 485). Но большинство этих возражений отпало само собой после того, как теория ледниковой эрозии приняла более умеренные формы; в последнее время и П е н к признал тектоническое происхождение озерных котловин.

Совершенно особняком стоят теперь взгляды немногочисленных крайних приверженцев ледниковой эрозии — Г е с с а (1929), Л ю ц е р н а. Первый не только признает за ледниками способность создавать трог, но и рассматривает перегибы склонов как остатки дна нескольких, обыкновенно четырех, трогов, вставленных один в другой. По числу вставленных трогов он судит о числе ледниковых эпох. Роль речной эрозии в межледниковые эпохи Гесс сводит почти к нулю. Он делает подсчеты величины углубления трогов в каждую ледниковую эпоху. Например, ниже конца ледника Хинтерейсфернер (Этцтальские Альпы) глубина ледниковой эрозии

определяется по одному из поперечных профилей долины для четырех ледниковых эпох (начиная с первой) в 50, 60, 61, 142 м. Для трех же межледниковых эпох глубина речной эрозии — только 5, 18,5 и 5 м. Между тем общая продолжительность межледниковых эпох превосходит продолжительность ледниковых в несколько раз. Л ю ц е р н идет еще далее, считая вставленные трюги стадияльными образованиями.

Эти взгляды вызвали возражения: по Г е с с у выходит, что каждое последующее оледенение было меньше предыдущего, что для Альп неверно; непонятно, почему реки не эродировали в межледниковые эпохи. Некоторые «древние трюги» оказываются древними террасами (А. П е н к). Вся концепция противоречит общей, более обоснованной новейшей тенденции — не переоценивать значение эрозии ледников. Подчеркиваем это тем более, что взгляды Г е с с а получили столь же широкое, сколь некритическое применение в работах многих советских исследователей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Ледники эродировали и создавали трюги с их характерными формами на месте доледниковых речных долин. Трюги образовались главным образом в поперечных, сравнительно небольших и обладающих крутым наклоном, долинах. Судить по форме трюга о числе оледенений нельзя.

Хорошо сказал по этому поводу Б у р г е р: «Развитие ледниковой морфологии в течение последних десятилетий привело к сближению крайних взглядов. Выражения «создание рек, измененное воздействием льда» (З ё л ь х), «гляциальная орнаментика, но не архитектуртура» (К л е б е л ь с б е р г) стали крылатыми словами» (стр. 14).

Формы ледниковой аккумуляции.

В горах ледниковая аккумуляция достигла значительных размеров в местах перегибов (переуглубления?) долин. Достаточно указать на 300-метровую толщу отложений в долине р. Инн. Но наибольшего размера достигла ледниковая аккумуляция в предгорной зоне Альп, а частью и на равнине у края Альп. Изучение форм ледниковой аккумуляции в Альпах привело к установлению общих законов ледниковой аккумуляции и основных подразделений четвертичного периода.

Ледниковый комплекс, серия и система. Горный ледник отлагает ледниковые и флювиогляциальные образования в виде правильного комплекса. *Ледниковый комплекс — совокупность закономерно расположенных форм ледниковой аккумуляции при концевой части ледников.* Ледниковый язык окаймляется валом *конечной морены*. С внешней (дистальной) стороны к конечной морене примыкают *флювиогляциальные галечники*. Они образуют ровный покров, слегка наклоненный в сторону от конечной морены. С внутренней (проксимальной) стороны к конечной морене примыкает пространство, несколько пониженное по сравнению с конечной мореной. На нем можно видеть группы *друмлинов* и *озов*. Наиболее пониженная часть представляет

иногда вполне замкнутую котловину, заполненную в настоящее время водами озера. Такие котловины занимают центральное положение в комплексе, и их называют *центральными депрессиями* или *язычковыми бассейнами*. Часть котловины, обращенная к горам,

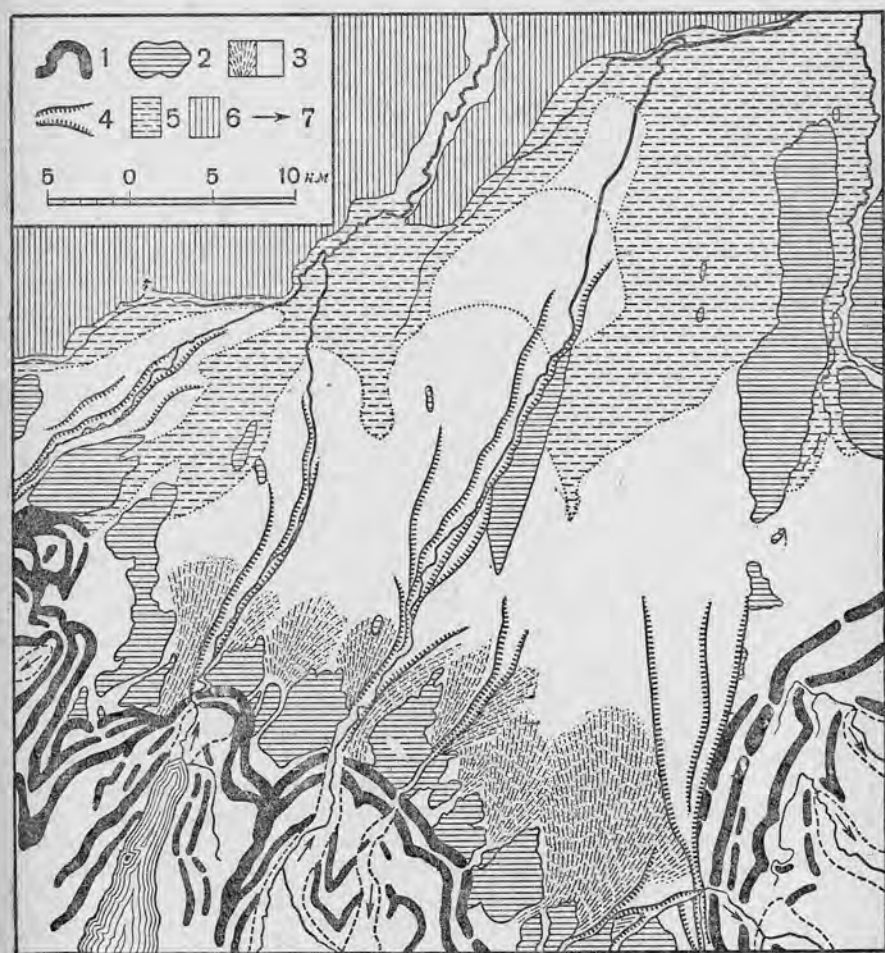


Рис. 68. Морфологическая карта Мюнхенской наклонной равнины (по Троллю). 1 — дуги молодых конечных морен (ледников подножия); 2 — старые морены; 3 — покровные галечники; 4 — эрозионные рывины; 5 — болота; 6 — коренные (третичные) возвышенности; 7 — направление стока.

широка и имеет обыкновенно простые очертания. Это *ствол* бассейна (Stammbecken). Часть котловины, обращенная к концу древнего ледникового языка, распадается на *пальцевидные* вытянутые заливы, или ветви, бассейна (Zweigbecken). Образование ледникового комплекса происходило в течение определенной *стадии* ледниковой эпохи, отмеченной временно неподвижным положением конца ледника у линии конечной морены.

Несколько ледниковых комплексов образуют *серию*. Последняя имеет несколько параллельных дуг конечных морен (*моренный амфитеатр*). Морены сопровождаются галечными покровами, образующими несколько террас. Ледниковая серия образовалась в несколько приемов — в отдельные стадии целой *ледниковой эпохи*.

Ледниковые серии объединяются в ледниковую систему. Ледниковая система — это совокупность конечных морен и галечников нескольких ледниковых эпох. Ледниковая система образовалась в течение *ледникового периода*.

Конечные морены последней ледниковой эпохи имеют свежий вид и резко отличаются от «старых», сильно сглаженных морен предпоследнего ледникового периода. Конечные морены наиболее древней ледниковой эпохи еще хуже сохранились и встречаются редко. Галечники отдельных ледниковых эпох встречаются на разных гипсометрических уровнях и тоже в различной степени изменены вторичными процессами.

Форма накопления флювиогляциальных галечников. Детальным изучением форм накопления флювиогляциальных галечников у подножия Альп мы обязаны Т р о л л ю (К. Troll, 1924). Поверхность галечников, представляющая на первый взгляд сплошное поле, в действительности состоит из отдельных конусов выноса, частично слившихся своими бортами (рис. 68). С приближением к морене конусы выноса делают уже. На осевой, повышенной, части конуса располагаются эрозионные рытвины. Они проникают своими окончаниями через отдельные размытые участки не только старых, но и молодых конечных морен. Продолжениями приледниковых ложбин являются ветви языкового бассейна, образованные подледниковой эрозией. Каждому выступу ледникового языка (конечной морены) отвечает своя рытвина, свой конус. Рытвины при движении книзу расширяются, образуют *раструб* (Trompetental). Образование раструба связано с блужданием обремененной галечником ледниковой реки по дну рытвины. Накопление конуса связано с моментом стояния конца ледника у линии конечной морены. В этот момент реки были особенно обременены галечником и поэтому не эродировали. В момент отступления конца ледника галечника выносилось меньше, а некоторая доля его осаждалась в освободившейся части языкового бассейна. Реки получили возможность эродировать. Конус разрезался по своей оси раструбом. Высота эрозионных раструбов уменьшается книзу и, наконец, сходит на нет. Конусы также выклиниваются на некотором расстоянии от конечных морен. Получается любопытная аналогия с предгорными конусами — шлейфами пустынь (сухие дельты) и с их теряющимися в песках реками (р. Мургаб, р. Теджен и др.). Сходство вызвано в обоих случаях обремененностью рек аллювием, поглощающим значительную долю речной воды.

Конусы располагаются не только один *около другого*, но и один *на другом*. Молодые конусы отличаются от старых вытянутой суженной формой: ледниковые реки в более поздние стадии несли меньше галечника, сохраняя эрозионную способность на большее расстояние от конца ледника, и дальше выносили флювиогляциальные галечники. Поэтому старые конусы бывают разрезаны эрозионными рытвинами более молодых конусов (рис. 69).

Мощность, залегание, литология галечников. Главная часть галечников отлагалась у конечных морен, где мощность их наибольшая. Размеры конусов зависят от различной мощности ледниковых вод. Отдельные конусы можно последить от конечных морен на следующие расстояния: Рейн 145 км, Драу 120, Инн 105, Траун 55, Лех 42, Изер 40, Иллер 35, Гюнц 22, Вюрм 20 км. У северного подножия Альп, в области правых притоков Дуная—р. Иллер и р. Лех—располагается так называемая Иллер-Лехская плита, галечники которой изучены особенно подробно. В направлении от конечных морен на север можно видеть следующие изменения. Мощность галечников у конечных морен (50—60 м) постепенно уменьшается отсюда

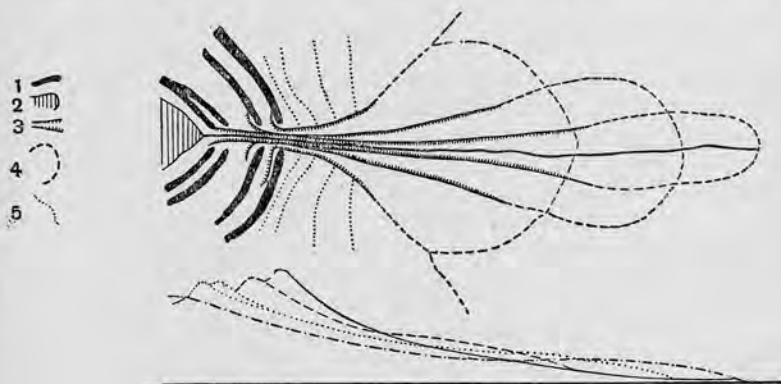


Рис. 69. Формы накопления галечников.

1 — конечные морены различных стадий; 2 — центральная депрессия; 3 — уступы террас; 4 — границы покровов; 5 — изогипсы (по Троллю).

к северу до 10—15 м и менее; грунтовые воды выходят на поверхность, болота окружают северные конуса. Уменьшение мощности галечников сопровождается понижением их поверхности, имеющей в вертикальном профиле форму идеальной кривой равновесия реки. Мюнхенская наклонная равнина, расположенная восточнее Иллер-Лехской плиты, также сложена галечниками и имеет уклон у конечных морен в 12—13‰, с удалением от них—последовательно 7,7, 4,4, 2,2‰. Галька в этом же направлении делается мельче и более окатанной.

В направлении, параллельном краю Альп, резче всего бросаются в глаза *ступени* галечника, залегающего отдельными площадками на различной высоте над дном эрозионных рытвин. Площадки разделяются эрозионными уступами. Верхние две площадки встречаются в промежутках между рытвинами, то есть образуют остатки двух галечных покровов: 1) *древнего* и 2) *молодого покровного галечника*. Две нижние площадки вытянуты в виде *террас* по краю рытвины. Это так называемый 3) *верхний* и 4) *нижний террасовый галечник*. С приближением к краю Альп обнаруживается стык галечников с моренами.

Галечники отличаются друг от друга по литологии. Лежащие гипсометрически ниже (в случае нормального залегания), менее сильно

выветрелые и цементированные, содержат глыбы конгломерата (нагельфлю) из более высоких (то есть древних) ярусов галечников. Таким образом устанавливается относительный возраст галечников. Наконец, три верхние площадки галечников (более древние) покрыты слоем лёсса, который отсутствует на поверхности нижнего террасового, самого молодого галечника.

Закономерные гипсометрические условия залегания галечников не везде выражены. Например, покровный галечник иногда залегает ненормально высоко (местами — на Иллер-Лехской плите), местами исключительно низко (Мюнхенская наклонная равнина), что объясняют молодыми движениями земной коры.

Древнее оледенение Альп.

Число и названия ледниковых эпох в Альпах. Раз известны четыре горизонта флювиогляциальных галечников и они связаны с моренами, то можно считать, что Альпы пережили четыре ледниковых эпохи. Таков был основной результат многолетних исследований Пенка и Брикнера. Ледниковым эпохам, начиная с более древнего, отвечают отдельные галечники в таком порядке: древний покровный, молодой покровный, верхний террасовый и нижний террасовый. Отдельным ледниковым эпохам были присвоены местные географические названия: *гюну*, *миндель*, *рисс* (небольшие реки на Иллер-Лехской плите), *вюрм* (приток р. Изер, притока Дуная, — Мюнхенская наклонная равнина). Последовательности ледниковых эпох отвечает последовательность начальных букв этих названий в латинском алфавите (G, M, R, W).

Тип и размер оледенения. Положение границы полировки в горах и конечных морен — в предгорьях позволяют восстановить вертикальное и горизонтальное развитие древнего оледенения (преимущественно в последнюю эпоху оледенения; рис. 70).

Альпы не были покрыты ледниковым щитом или сплошным покровом фирна. Но отдельные ледники сливались, образовывали сложную *сеть* ледниковых потоков, разделенных необледенелыми гребнями и пиками. Долинные ледники достигали мощности 2 км и более. Поверхность льда в общем не поднималась выше 2500 м абс. выс. и полого, а затем круто опускалась с приближением к краю гор. Большие продольные широтные долины (р. Инн, р. Зальцах, р. Эннс) вмещали такие огромные массы льда, что последние стекали не только по самым долинам, но и поперек хребта, через седловины Северных известковых Альп прямо к северу. Долинные ледники спускались на предгорные равнины до высоты всего 400—500 м на север от Альп и даже 150 м и менее на запад — до Лиона и к югу — на окраину равнины р. По.

Площадь современного оледенения измеряется в 3850 км² (половина этой площади — в Швейцарских Альпах). Площадь древнего оледенения достигала в одной Швейцарии 40 тыс. км². Долинные ледники, выходя на равнину, расплывались в широкие тупые лопасти ледников подножий. В настоящее время этот тип оледенения господствует в Аляске. Прекрасно выраженные ледники подножия

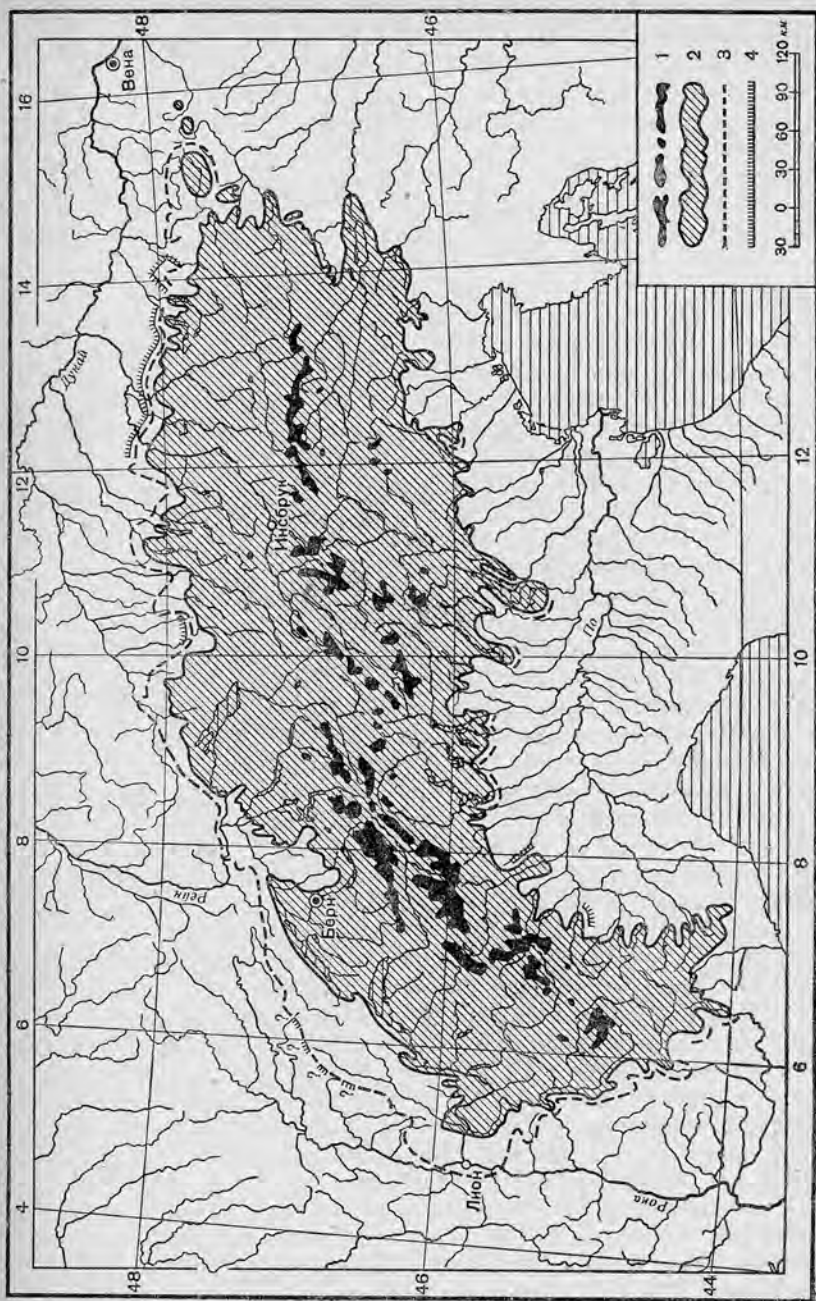


Рис. 70. Альпы в ледниковые эпохи (по Пенку и Брикнеру). (Черным показано современное оледенение Альп.)
 1 — современное оледенение; 2 — вюрмское оледенение; 3 — граница рисского оледенения; 4 — граница миндельского оледенения.

сопровождали северную, отчасти южную окраину Альп. Только в восточной части Восточных Альп концы ледников не достигали равнины. В общем огромное древнее оледенение располагалось симметрично по отношению к современному. Ледораздел лежал несколько севернее современного водораздела (ср. Скандинавию). Ледники северной окраины Альп спускались в тундру, как в Исландии; ледники южной окраины, возможно, достигали лесов, как современные ледники подножия в Аляске.

Конечные морены рисского и миндельского оледенений выдаются дальше всего от гор. Эти два оледенения превышали своими размерами вюрмское и, вероятно, гюнцское оледенение. Следы последнего наиболее смутны.

Депрессия снеговой линии. Современная снеговая граница спускается к окраине Альп до высоты 2400 м и поднимается к средней части Альп до высоты 3200 м над уровнем моря (см. выше). В ледниковые эпохи снеговая граница спускалась значительно ниже. Понижение древней снеговой линии по сравнению с современной носит также название её *депрессии*. Величина депрессии снеговой линии определяется для последней (и, предположительно, для первой) ледниковой эпохи в Альпах в 1200 м, для двух средних эпох — в 1400 м. Величина депрессии снеговой линии является как бы численным выражением размеров оледенения в отдельные ледниковые эпохи.

Климат ледниковых эпох. Высота положения снеговой линии зависит главным образом от 1) количества осадков, выпадающих в твердом виде, и 2) температуры теплой половины года. Понижение снеговой линии может быть вызвано увеличением количества твердых осадков, понижением температуры лета и совместным влиянием обоих факторов. Есть основания считать, что основной причиной было понижение температуры лета.

1. В области питания ледников располагаются фирновые резервуары. В ледниковые эпохи они были почти в той же степени наполнены фирном, что и в настоящее время. Необычайно выросли только ледниковые языки. Гипертрофию последних, при сохранении условий питания неизменными, можно объяснить лишь ослаблением таяния, то есть понижением температуры лета.

2. Попытка определить, насколько должно было бы увеличиться количество твердых осадков, чтобы вызвать депрессию снеговой линии, равную 1200 м, приводит к следующим результатам. На высоте древней (ледниковой) снеговой границы сейчас может стаивать в год слой фирна толщиной около 12—15 м (в пересчете на воду). Если бы температура в ледниковое время не понижалась, то и тогда стаивал бы на снеговой границе тот же слой фирна в 12—15 м. Но на снеговой границе выпадает столько же снега, сколько его стаивает. Следовательно, количество годовых осадков, выпадавших на этой высоте в ледниковый период, можно определить в 12—15 м в год. Но выпадение такого количества осадков в Альпах превышает современное на той же высоте раз в десять и является невероятным. Такое количество осадков наблюдается в настоящее время лишь в одном районе на всем земном шаре — в северной Индии (Чарапонджа).

Остается признать, что оледенение было вызвано не увеличением снежных осадков, но понижением температуры лета. Расчеты определяют величину понижения температуры равной 4°C. Однако понижение температуры должно было иметь следствием и изменение количества выпадающих осадков, — вероятно, в смысле увеличения их.

Межледниковые эпохи.

Речная эрозия. Ледниковые эпохи выражались в накоплении огромных масс моренного и флювиогляциального материала. Периоды аккумуляции сменялись значительными перерывами, когда реки успевали не только прорезать галечную толщу, но и углубиться в ее основание.

Резюмируя свои исследования на Иллер-Лехской плите, Пенк констатировал: «Мы можем различать четыре периода аккумуляции (а), разделенные тремя периодами эрозии (е)».

Общая мощность аккумуляции галечников измеряется в 80—105 м (вместе с покровными суглинками). Размер глубинной эрозии больше (170—240 м), и в конечном результате современное дно р. Иллер опустилось за четвертичный период на 90—135 м.

Фазы аккумуляции синхронизируются с ледниковыми эпохами. Фазы эрозии — время развития противоположных процессов — логически естественно отнести к межледниковым эпохам. Таково было заключение Пенка и Брикнера.

Высота эрозионных уступов, отделяющих галечники, неодинакова. Как правило, особенно высокий уступ отделяет покровные (гюнц и миндель) и террасовые галечники (рисс и вюрм). Следовательно, главное углубление долин происходило в миндель-рисскую межледниковую эпоху.

Но величина эрозионной работы рек до известной степени пропорциональна продолжительности периода эрозии, то есть межледниковой эпохе: миндель-рисская межледниковая эпоха была значительно продолжительнее двух других.

Горизонты выветривания. Слои галечников, налегая друг на друга, отделяются корой выветривания. Так, на Мюнхенской наклонной равнине, в долине р. Вюрм, Пенк отмечает залегание одного на другом трех галечных горизонтов. Верхний рыхлый галечник подстилается слабо цементированным конгломератом, последний — плотным конгломератом. Горизонты отделяются «суглинистой корой выветривания», нижние — более мощной, чем верхние. Образование горизонтов выветривания можно отнести к межледниковым (и послеледниковой) эпохам¹. Их относительная мощность служит масштабом для определения относительной продолжительности межледниковых эпох.

Межледниковые отложения залегают иногда в отчетливых стратиграфических условиях, часто между двумя моренами. Они представлены: галечниками, ленточными глинами, сильно спрессованным торфом (углистым сланцем), ключевым мергелем и т. д. Гейм

¹ На Украине этот метод разработан гораздо подробнее. Различают несколько горизонтов ископаемых почв, которые прослаивают лёссовую толщу.

(1919) считает большую часть покровных галечников межледниковыми образованиями. Мощность межледниковых отложений достигает 300 (р. Инн) — 200 (р. Лех) м. Они выполняют глубокие эпейрогенические прогибы в долинах. В ледниковые эпохи аккумуляция происходила на окраине Альп, в межледниковые эпохи она продолжалась, но перемещалась в самые Альпы. В долинах (Инна, Изера, Лойзаха, Глатта, Линтха, возможно, и Иллера) существовали озера, в которых отлагались ленточные глины. Остатки ископаемой фауны и флоры найдены во многих пунктах: на р. Инн у Инсбрука, на Боденском озере, у Дюрнтена и т. д.

Особенно много интереса вызвала богатая межледниковая хеттингская флора окрестностей Инсбрука. Она найдена в брекчии — древних осыпях, залегающих между рисской и миндельской моренами. Флора состоит из остатков рододендрона (*Rhododendron ponticum*), орешника, бука, серебристого тополя и т. д. Общий облик растительности был субтропический. Этот вид рододендрона в настоящее время растет в Закавказье у Батуми и в Испании в Сьерре Неваде. Средняя годовая температура достигала тогда 8,5—9,0°; в настоящее время она упала до 5,2°. Абсолютная высота местности довольно велика — 1150 м. Температура была выше современной на 3°. Снеговая линия повысилась метров на 400. В других пунктах найдены: бразения, водяной орех, тисс, виноградная лоза. Альпы покрылись богатой растительностью. Межледниковая граница леса лежала в горах выше, чем современная.

Послеледниковая эпоха.

Убывание ледников после максимума последнего оледенения происходило этапами, прерывавшимися новыми надвиганиями концов ледников. Перерывы в отступании отмечены *стадиальными* конечными моренами. Пенк и Брикнер различали три стадии отступления: бюль, гшниц и даун. Размеры оледенения в каждую из этих стадий убывали примерно на одинаковую величину, как показывает равномерное уменьшение депрессии снеговой линии — до 900, 600 и, наконец, 300 м. Т р о л л ь выделил еще одну, наиболее раннюю, стадию — *аммерзее*. Продолжительность всей послевюрмской эпохи, взятой в целом, по сравнению с продолжительностью межледниковых эпох оказывается невелика. Это подчеркивает и почти полная неизменность вюрмских галечников.

После даунской стадии ледники Альп сокращались тоже неравномерно. Уже в историческое время они то уменьшались, то кратковременно увеличивались в размерах.

Колебания концов ледников в историческое время можно отнести к следующим стадиям: 1) эггессен, 2) фернау, 3) стадия 20-х годов XIX в. и 4) стадия 50-х годов XIX в.

Особенно отчетливо выражены морены стадии 50-х годов (конечные и особенно боковые морены). Ледники в это время были длиннее современных на 1000 и более метров, а спускались ниже, чем сейчас, метров на 100.

Фирновая область и в это время сохранила современные размеры, удлинились только ледниковые языки. Морены стадии 50-х годов иногда еще не успели покрыться растительностью или покрыты травянистой растительностью, реже отдельными деревцами. Широко развиты полигональные поля, в особенности с внутренней стороны конечных морен. Морены предыдущей стадии — 20-х годов XIX в. — меньше, сильнее заросли и с поверхности сильнее затронуты выветриванием. Морены стадии фернау по размерам более или менее отвечают моренам стадии 50-х годов, но выдвинуты ниже, свидетельствуя о более серьезном увеличении ледников. Они отмечают надвигание ледников, происходившее в XVII в. (вероятно, три надвигания в 1600, 1640 и 1680 гг.). Некоторые ледники были длиннее современных на 3,5 км. В нескольких случаях известны еще более древние морены стадии эггессен, расположенные ниже всех здесь перечисленных: на них успел отложиться торф. Повидимому, климат после этой стадии был мягче современного, что способствовало торфообразованию. В стадию эггессен депрессия снеговой линии измерялась в 120 м. Ниже морен стадии эггессен расположены уже морены стадии даун. Выше же морен стадии 50-х годов XIX в. располагаются совсем молодые морены, отмечающие небольшие надвигания ледников, происходившие в 1890—1900 гг. и в 1920 г.

В каждую из перечисленных стадий ледники наступали неодинаково в разных частях Альп. Наступание 50-х годов XIX в. слабо выражено в Западных Альпах и резко — в Восточных Альпах. Ледники разных типов также реагировали неодинаково: например, каровые ледники в 50-х годах возрасли сравнительно сильнее, чем ледники средних размеров.

В общем эти недавние изменения размеров ледников были явлением серьезного масштаба. Величина ледников изменялась на 6—20% по отношению к исходной. Изменения могли быть связаны с холодными и более влажными отрезками коротких периодических изменений климата (периоды Брикнера), в течение которых средняя температура лета понижалась на величину до 1°.

Хронология альпийских оледенений.

Относительная хронология по Пенку и Брикнеру. Руководствуясь глубиной выветривания различных горизонтов галечника и высотой террасовых уступов, разрезающих галечники разного возраста, Пенк и Брикнер нашли, что отдельные межледниковые и послеледниковые эпохи имели неодинаковую продолжительность, выражающуюся отношением 1 : 3 : 12 : 3. За единицу была принята продолжительность послеледниковой эпохи. Миндель-рисская межледниковая эпоха была в четыре раза длительнее двух других и превосходила продолжительность послеледниковой эпохи в 12 раз.

Относительную продолжительность ледниковых эпох не удалось выразить даже такими ориентировочными оценками. Однако объем моренного и галечного материала миндельского и рисского оледенения особенно велик. Можно поэтому думать, что эти два

оледенения были не только самые большие в Альпах, но и самые продолжительные.

Абсолютная хронология четвертичного периода в работах Пенка и Брикнера не могла еще получить точной оценки. Попытки определения продолжительности послеледниковой эпохи дали такие цифры. Дельта р. Муота отлагается в Фирвальдштедском озере с того времени, как озеро было освобождено ледником, именно с бюльской стадии. Зная годичный прирост дельты и мощность ее, можно подсчитать давность образования бюльских морен. Она равна 16 тыс. годам. На основании археологических данных эту цифру следует повысить до 20 тыс. лет. Зная отношение длительности после- и межледниковых эпох (см. выше), простым умножением получаем длительность последних: 100 тыс. (Г—М), 240 тыс. (М—Р) и 60 тыс. (Р—В) лет. Таким образом, продолжительность четвертичной истории Альп без учета ледниковых эпох определяется примерно в 400 тыс. лет. Для ледниковых эпох даже приблизительных оценок найти не удалось.

Климатическая кривая Пенка — Брикнера. Численное выражение *интенсивности* климатических изменений дает величина (выраженная в метрах) вертикальных перемещений снеговой линии. Численное выражение *продолжительности* межледниковых эпох Пенк и Брикнер получили указанным только что путем. Откладывая по оси абсцисс время, по оси ординат — величину перемещения снеговой линии, мы получим ломанную линию (рис. 71), носящую название *климатической кривой Пенка и Брикнера*. Кривая дает исключительно наглядное изображение основных событий ледникового периода Альп. Четыре опускания кривой отмечают четыре оледенения. Два средние из них больше двух крайних. В промежутках кривая трехкратно поднимается. Она занимает положение над горизонтальной линией (0), отмечающей современное положение снеговой линии, потому что климат межледниковых эпох был мягче современного. Резко бросается в глаза большая длительность миндель-рисской межледниковой эпохи по сравнению с двумя другими. Вся история четвертичного периода делится этой длинной (240 тыс. лет) и теплой эпохой на две равные половины. Поэтому кривая симметрична: по обе стороны от большой межледниковой эпохи располагаются на кривой в симметричном порядке две большие ледниковые, две малые межледниковые и две малые ледниковые эпохи. Послеледниковая эпоха выражена ступенчатым подъемом кривой (стадии отступления) после максимума последнего оледенения.

Детализация схемы Пенка-Брикнера.

Последнее десятилетие ознаменовалось дальнейшим развитием альпийской стратиграфии и хронологии. Главнейшим результатом явились: 1) детализация схемы Пенка — Брикнера и в особенности 2) разработка абсолютной хронологии четвертичного периода.

Кривая Миланковича. Пенк и Брикнер пришли к выводу, что оледенение Альп вызвано было понижением средней лет-

ней температуры. Но ледниковый период был выражен на всей поверхности Земли. Следовательно, причина понижения температуры лета была общая. Кеппен, Вегенер и Миланкович (1924) видят причину этих изменений в колебаниях величины солнечного тепла — главного фактора, определяющего климат нашей планеты. То количество тепла, которое получает земная поверхность, зависит, при неизменной величине солнечного излучения, от трех меняющихся величин.

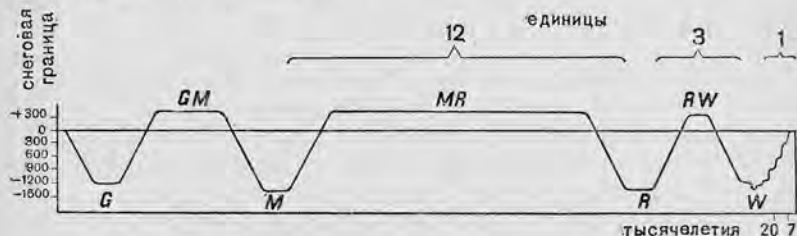


Рис. 71. Климатическая кривая Пенка-Брикнера.

Это, во-первых, *наклон эклиптики*, то есть угол, образуемый плоскостью экватора с плоскостью земной орбиты, который является причиной смены времен года; чем больше наклон эклиптики, тем резче контраст лета и зимы (жаркое лето, холодная зима). Наклон эклиптики равен сейчас $23^{\circ}27'3,58''$ и увеличивается на $0,47''$ в год. По Штоквелю, пределы колебаний угла наклона составляют $24^{\circ}36'$ и $21^{\circ}59'$. Период изменений — 40 тыс. лет.

Вторая переменная величина — *эксцентриситет земной орбиты*. Величина эксцентриситета определяется расстоянием между центром эллипса (орбиты) и фокусом его, в котором находится солнце. Эта величина изменяется в период, равный около 90 тыс. годам.

Когда Земля ближе всего к солнцу, то есть находится в *перигелии*, она движется по своей орбите с большей скоростью, чем когда она дальше всего отстоит от солнца, то есть находится в *афелии*. Сезон, совпадающий с перигелием, будет и короткий и теплый по сравнению с сезоном, приходящимся на афелий. Поэтому сумма тепла, получаемого каждым полушарием в течение года, остается одинаковой. В настоящее время северное полушарие имеет зиму в перигелии, а лето в афелии, то есть контрасты между временами года сглажены. В южном полушарии соотношения обратные. Следовательно, солнечный климат северного полушария менее контрастен, чем южного¹. Сезон, на который в данном полушарии приходится перигелий или афелий, меняется периодически каждые 21 тыс. лет. Так, 10 тыс. лет назад северное полушарие имело зиму в афелии, лето — в перигелии, то есть более контрастный солнечный климат, чем теперь. Это периодическое изменение носит название *предварения равноденствия* и является третьей интересующей нас переменной.

¹ В действительности, как известно, климат северного полушария характеризуется более резкими отличиями летних и зимних температур, по сравнению с южным полушарием, что объясняется уже географическим фактором — наличием значительных континентальных масс к северу от экватора.

Все три изменения движения зависят от притяжения Земли планетами солнечной системы.

Наибольшее похолодание лета, то есть обстановка, особенно благоприятствующая оледенению, должна быть вызвана следующим сочетанием состояния трех астрономических переменных: 1) положением данного полушария летом в афелии, 2) малым наклоном эклиптики, 3) большим эксцентриситетом. Так как три указанные астрономические переменные имеют различные периоды изменения, они в прошлом могли давать различные сочетания, временами взаимно уничтожаясь, временами же вызывая волны холода или тепла.

Поскольку периоды всех трех изменений известны, можно было подсчитать, каковы их действительные сочетания. Эту работу выполнил М и л а н к о в и ч, и он же построил кривую, озаглавленную «Солнечная радиация летней половины года в высоких широтах в четвертичное время за 650 тыс. лет» (рис. 72). На этой кривой по оси ординат отложены изменения величины солнечной радиации, они показаны как изменение широты места и перемещение данной точки в теплые периоды к югу, в холодные — к северу.

Кривая не передает действительных климатических условий ледниковых и межледниковых эпох, так как совершенно не учитывает влияния земной атмосферы на температурный режим Земли; она допускает рискованную схематизацию действительных условий.

Сравнение кривых Пенка — Брикнера и Миланковича. Кеппен в 1924 г. отметил поразительное сходство обеих кривых.

Четыре пары выступов кривой М и л а н к о в и ч а соответствуют ледниковым эпохам гюнц, миндель, рисс и вюрм в кривой П е н к а — Б р и к н е р а. Холодные периоды на новой кривой удалены от нас в среднем на 90, 210, 450 и 570 тыс. лет, то есть отвечают довольно точно времени четырех альпийских оледенений в представлении П е н к а и Б р и к н е р а. Далее подтверждается большое расстояние между вторым и третьим выступом (или парой выступов) в обеих кривых, соответствующее большой миндель-рисской межледниковой эпохе. Продолжительность трех межледниковых эпох на кривой К е п п е н а показана равной 67, 191 и 64 тыс. лет, а на кривой П е н к а — Б р и к н е р а — 100, 240 и 60 тыс. лет. Совпадение вполне удовлетворительное.

Попытка увязки кривых приводит к положительным результатам, но с той оговоркой что каждая пара выступов кривой К е п п е н а отвечает одной ледниковой эпохе кривой П е н к а — Б р и к н е р а. Промежуточный короткий теплый период, по мнению Кеппена, не мог привести к полному растаиванию льдов. Продолжительность всего четвертичного периода оказалась равной 600 тыс. лет.

Кривая Эберла. Исследования последних лет, произведенные на Иллер-Лехской плите, детализировали историю ледникового периода Альп и подтвердили связь истории оледенения и астрономических переменных, отраженную в кривой М и л а н к о в и ч а.

Рисунок 72 выражает результаты детального подразделения альпийской истории, к которой пришел Э б е р л (Eberl). В кри-

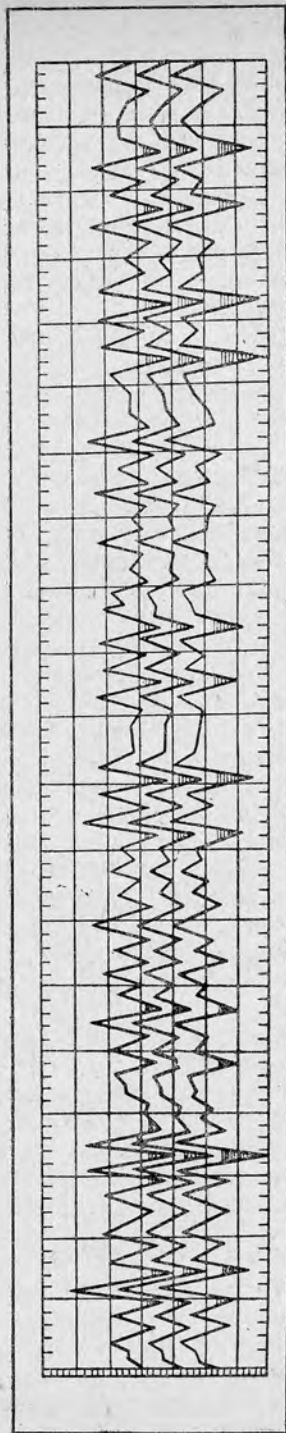
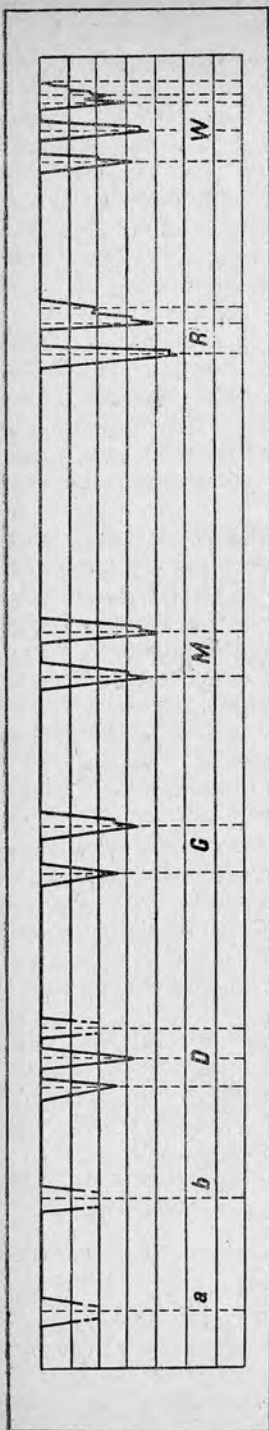


Рис. 72. Кривая Эберла (вверху) и кривая Миланковича (внизу).

На верхней кривой выступы отмечают (начиная слева) галечникам *a* и *b*; Дунайскому оледенению (3 выступа), гонцу, минделю, рессу и вюрму.

вой Эберла ледниковые выступы, направленные книзу, группируются попарно или по три вместе, и в этом отношении Эберл детализирует Пенка — Брикнера. Три последние (правые) выступа отвечают вюрмскому оледенению, предшествующие им лары — риссу, минделю и гюнцу. Вместе с тем Эберл указывает следы еще более древних ледниковых эпох, чем гюнцкий. Три из них он относит к четвертичному времени и объединяет в группу дунайского оледенения (см. рис. 72, D). От дунайского оледенения сохранились даже конечные морены. Еще древнее галечники *b* (штауфенбергские) и *a* (оттебейренские). Их происхождение не вполне ясно. В основании этих галечников лежат миоценовые отложения.

По просьбе Эберла, Миланкович продолжил кривую, вычисленную вначале для 650 тыс. лет, на отрезок времени в 1 млн. лет. Сопоставление новых, более древних участков кривых Эберла и Миланковича снова обнаружило их поразительное сходство. Эберл проводит границу четвертичного периода сразу ниже дунайского оледенения и определяет общую его продолжительность в 800 тыс. лет.

Исследования Зёргеля (Soergel) производились в средней Германии в верховьях р. Везера и р. Эльбы, то есть у границы Европейского ледникового покрова. Главнейшим объектом изучения служили галечные террасы рек. Общая зависимость изменений речного режима от изменения климата оказалась в следующем: в сухие ледниковые эпохи реки почти иссякали. Благодаря интенсивному механическому выветриванию они переставали справляться с массами переносимого материала. Отлагались толщи галечников. При наступлении влажных межледниковых эпох реки делались многоводнее и прорезали галечные отложения. Террасовые уступы тем выше, чем дольше длилась глубинная эрозия, то есть чем длительнее была соответствующая межледниковая эпоха. Число галечных горизонтов и террасовых уступов указывает, по мнению Зёргеля, на число ледниковых и межледниковых эпох, а высота террасовых уступов — на длительность межледниковых эпох (так же как у Пенка — Брикнера). Таким образом Зёргель построил следующую таблицу (стр. 189).

Из таблицы видно, что: 1) ледниковые эпохи гораздо короче межледниковых, 2) данные Зёргеля, как и данные Эберла, лишь детализируют четырехчленное деление четвертичного периода, данное Пенком и Брикнером. Зёргель подчеркивает это употреблением соответствующей сигнатуры — I, II, III и IV, обозначающей объединение всех ледниковых эпох в 4 группы: гюнцкого, миндельского, рисского и вюрмского оледенений.

Палеогеографический анализ истории оледенений Альп по П. Беку.

В последние годы, впервые после работ Пенка и Брикнера, оживился интерес к палеогеографическому анализу истории древнего оледенения Альп. Наметилось некоторое разочарование в попытках объяснения этой истории исключительно астрономическими данными. Например, было подсчитано, что они никак

Таблица продолжительности ледниковых и межледниковых эпох по Зёргелю.

Последовательность ледниковых и межледниковых эпох	Тысячелетия		Абсолютная продолжительность в тысячелетиях	
	ледни- ковая эпоха	межлед- никовая эпоха	ледни- ковая эпоха	межлед- никовая эпоха
Оледенение IV _c	26—21		5	
Межледниковая эпоха IV—IV _c		66—26		40
Оледенение IV _b	74—66		8	
Межледниковая эпоха IV _a —IV _b		110—74		36
Оледенение IV _a	118—110		8	
Межледниковая эпоха IV _a —IV _a		139—118		21
Оледенение IV _a	144—139		5	
Межледниковая эпоха III _b —IV _a		183—144		37
Оледенение III _b	193—183		10	
Межледниковая эпоха III _a —III _b		225—193		32
Оледенение III _a	236—225		11	
Межледниковая эпоха III _a —III _a		302—236		66
Оледенение III _a	305—302		4	
Межледниковая эпоха II _b —III _a		493—306		123
Оледенение II _b	434—429		5	
Межледниковая эпоха II _a —II _b		470—434		36
Оледенение II _a	478—470		8	
Межледниковая эпоха I _b —II _a		543—478		65
Оледенение I _b	550—543		7	
Межледниковая эпоха I _a —I _b		585—550		35
Оледенение I _a	592—585		7	

не могли вызвать столь больших изменений климата. Климатологи Брукс (Brooks) и Фикер (Ficker) указывали, что понижение температуры, наблюдавшееся в течение ледниковых эпох в Альпах, полностью объяснимо охлаждающим влиянием соседнего — Европейского — ледникового покрова, каково бы ни было влияние астрономических факторов. Таким образом, после увлечения отвлеченными построениями (в 1925—1930 гг.) обозначилось увеличение интереса к влиянию местных, географических факторов на характер древнего оледенения. Крупным явлением в этом направлении считается работа швейцарского ученого П. Бека (P. Beck), опубликованная в 1934 г. В работе есть много соображений и об оледенении северной и средней Европы.

Бек приходит к следующим выводам:

1. В Альпах можно действительно различить следы четырех оледенений, установленных Пенком и Брикнером.

2. Время отложения двух покровных галечников отвечает гюнцу и минделю Пенка и Брикнера.

3. Максимальное (оно же предпоследнее) и последнее оледенения отвечают рессу и вюрму этих исследователей. Все эти выводы вполне подтверждают схему Пенка и Брикнера. Но дальнейшие выводы вносят большие изменения.

4. Между минделем и риссом было еще два оледенения — кандер и глюч. Они имели место не по середине большой — миндель-рисской — межледниковой эпохи, а после нее и после основной фазы углубления альпийских долин, падающей на эту большую межледниковую эпоху. Очень теплая межледниковая эпоха отделяет вторую из вновь установленных ледниковых эпох — глюч от рисской ледниковой эпохи.

5. Большие колебания ледников рисской и вюрмской ледниковых эпох и их деления на рисс I и II, вюрм I и II не подтверждаются. Однако за единой вюрмской ледниковой эпохой следовало еще одно — заключительное оледенение, отделявшееся от вюрмского оледенения слабо выраженной межледниковой эпохой.

Эти выводы в достаточной мере доказывают всю необоснованность датировки ранних ледниковых эпох равнин альпийскими минделем и гюнцом на том единственном основании, что они являются третьей и четвертой, считая с конца (см. ч. II, гл. 3).

Все шесть оледенений имели место в Северных и Восточных Альпах. В Западных (долина Роны) и Южных Альпах известны следы двух последних оледенений. Два предшествующие оледенения (кандер и глюч) оставили там лишь флювиогляциальные отложения; два наиболее ранние оледенения (гюнц и миндель) в Западных и южных Альпах достоверно не известны.

Такая несогласованность явлений объясняется различным влиянием океана. Значение этого фактора выступает особенно отчетливо, если учесть и историю оледенения северной и восточной Европы. Известно, что в северной Европе в межледниковые эпохи расцелялись широколиственные леса. Климат был не только теплым, но и влажным, океаническим, или, как еще говорят, атлантическим. Таким образом, влияние теплого океана иногда враждебно развитию ледниковых явлений. Мы убеждаемся в этом, рассматривая и оледенения Западной Европы. В Англии с ее наиболее влажным климатом вместо шести ледниковых эпох северных Альп было только две, отвечающие двум последним оледенениям Альп. В Германии было уже три ледниковых эпохи: висла, заале и эльстер, в Польше — даже четыре. Эти четыре оледенения отвечают вюрму, риссу, глючу и кандеру в Альпах. Нигде на равнинах Европы нет следов минделя и гюнца, что доказывается отсутствием следов большой миндель-рисской межледниковой эпохи. «Миндель-рисская» межледниковая эпоха некоторых советских исследователей в действительности отвечает короткой глюч-рисской эпохе. Итак, и в Альпах, и на Европейской равнине число ледниковых эпох возрастает к востоку (и потом вновь уменьшается). Влияние теплого Атлантического океана препятствовало развитию ранних оледенений в Англии, Германии, западных и южных Альпах. Интересно, что границы двух более ранних оледенений северной Германии продолжают от Эльбы далее на запад, а граница последнего — поворачивает от Эльбы (Гамбурга) прямо к северу. Образование Северного моря вызвало отжимание границы оледенения на восток.

Но при достаточно значительном понижении температуры влияния океана не препятствует, а способствует развитию ледниковых

явлений. В Западных Альпах, где первые четыре ледниковые эпохи имели слабое развитие по сравнению с Восточными Альпами, в рисковое время наступили обратные соотношения. Влияние океана при одновременном очень сильном похолодании вызвало развитие огромных ледников в долинах Роны (24 550 км²) и Рейна (17 400 км²). Отношение площади рисских и вюрмских ледников в этих долинах — 1,5 : 1,0 и 1,3 : 1,0. Гипертрофия рисских ледников уменьшается при движении к востоку и югу. Например, в долинах р. Тичино и р. Адда (Южные Альпы) отношение составляет уже 1,0 к 1,0.

Оба древнейших оледенения отсутствуют на равнинах, так как они возникли в связи с мощным вертикальным поднятием Альп: 1) в миоцене (сармат и понт) Альпы имели среднегорный зрелый рельеф; 2) в самом начале плиоцена происходит поднятие и врезание рек и сразу затем плиоценовые гюнцское и миндельское оледенения (оба двойные), сопровождаемые фазами аккумуляции. На вторую половину плиоцена падает вторая эрозионная фаза (большая плиоценовая межледниковая эпоха миндель-кандер, бывшая миндельрисс П е н к а и Б р и к н е р а). В общем плиоцен был периодом поднятия Альп и врезания современных долин примерно до уровня дна современных швейцарских озер, представляющих затопленные речные долины. Плейстоцен, напротив, был главным образом эпохой опускания. Движения земной коры происходят дифференцированно. В противоположность Рейну в области Роны поднятие происходит вплоть до Вюрма и преобладает эрозия, когда в долине Аары происходит аккумуляция.

Таким образом, влияние географических факторов огромно. Можно ли на основании этого полностью отрицать синхроничность ледниковых эпох на поверхности Земли? Это было бы неверно, так как, кроме местных факторов, история оледенения протекала под влиянием общих астрономических факторов. Основных астрономических факторов два: 1) общее похолодание климата, причины которого неизвестны; 2) летний максимум холода солярной кривой (М и л а н к о в и ч а); и, как мы видели, основных местных факторов тоже два: 3) изменения континентальности и океаничности климата как следствие изостатических и эпейрогенических движений; 4) увеличение высоты и степени расчленения Альп, вызывавшей оледенение в гюнце и минделе.

Полученное Б е к о м расчленение четвертичной истории Альп хорошо увязывается с кривой М и л а н к о в и ч а, хотя отдельные оледенения он распределяет иначе по «холодным» выступам кривой, чем это делалось до сих пор (К е п п е н — В е г е н е р, Э б е р л). Остается в силе и абсолютное летоисчисление на астрономической основе.

Каково же возрастное положение различных ледниковых эпох? Сопоставление с плиоценовыми отложениями долины Роны и северной Италии позволило сначала установить, что гюнцская и миндельская ледниковые эпохи и последующая большая межледниковая эпоха относятся к плиоцену¹, который Б е к делит

¹ В своей последней (1937) работе Бек настаивает на плиоценовом возрасте древнейших ледниковых эпох в Альпах.

на: 1) прегляциоплиоцен, то есть догюнцское время, 2) гляциоплиоцен — гюнц и миндель и 3) собственно плиоцен — теплую, большую межледниковую эпоху Альп (бывшую миндель-рисскую). Только на равнинах Европы оледенения полностью умещаются в плейстоцене, а в Англии — даже в его верхней половине. Но Бек не считает термины плейстоцен и четвертичный период синонимами. Четвертичный период обнимает и плиоцен и плейстоцен. Не все оледенения Альп, как думал Бек, плейстоценовые, но все они четвертичные. Все оледенения Европейской равнины и плейстоценовые и четвертичные. В 1937 г. Бек существенно изменил свой взгляд на возраст гюнца и минделя, которые он перестал относить к плиоцену.

Если возьмем кривую Миланковича, то увидим, что длительность всего четвертичного периода — 1 млн. лет. История Альпийских оледенений обнимает 600 тыс. лет, а продолжительность всей ледниковой истории Европейской равнины, даже если предположить безусловное существование четырех оледенений (Польша), — всего 240 тыс. лет. Вся же ледниковая история Англии составляет всего 120 тыс. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Можно разбить новейшую историю изучения древнего оледенения Альп на три периода. Первый обнимает время выхода основных работ Пенка и Брикнера и заканчивается 1909 г. Разрабатываются основные методы и теоретические представления. Второй период характеризуется попытками применения к истории оледенения Альп астрономических данных. Главнейшее достижение этого периода — разработка абсолютной хронологии четвертичного периода. Однако господствующие взгляды страдают крайним схематизмом, что объясняется пренебрежением к анализу местных факторов. В работе Бека анализ общих (астрономических) и местных (географических) условий сочетается, в чем и заключается главный ее интерес, независимо от правильности приводимых им датировок.

Литература.

1. Марков К. К., Основные вопросы изучения четвертичного периода (реферат работы П. Бека), «Пробл. физич. геогр.», III, 1936.
2. Beck P., Über das schweizer und europäische Pliozän und Pleistozän, «Eclogae Geol. Helvet.», 26, 1933 (1934).
3. Eberl B., Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland, 1930.
4. Köppen W. und Wegener A., Die Klimate der geologischen Vorzeit, 1924.
5. Kinzli H., Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Mont Blan Gruppe, «Z. f. Gl.», 1932, стр. 269.
6. Machatschek F., Die Literatur zur alpiner Eiszeitforschung, «Z. f. Gl.», 23—24, 1935, 1936 (в 3 частях).
7. Penck A. und Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter (в 3 томах) 1901—1909.
8. Penck A., Über glaziale Erosion in den Alpen, Comptes Rendu du Congrès Geol. Internat., Stockholm 1910 (1912).
9. Penck A., Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen, Sitz. Preuss. Akad. Wiss., Phys.-math. kl., 1922.

10. Penck A., Das Antlitz der Alpen, «Die Naturwissenschaften», zwölfter Jahrgang, 47, 21 Nov., 1924.
 11. Troll K., Die jungglaziale Schotterfluren im Umkreis der Deutschen Alpen, «Forch. Z. deutschen Landes- und Volkskunde», 24, 4, 1926.

Глава 2.

КАВКАЗ.

Современное оледенение.

Площадь современного оледенения Кавказа — 1967 км² (вдвое меньше площади оледенения Альп). Площадь оледенения северного — пологого — склона 1465 км² и южного — крутого — 501 км². Число долинных ледников 270, висячих и каровых 1112 (Подозерский).

Самые большие ледники (Соловьев):

Название ледника	Длина в км	Склон	Местонахождение
Дых-Су	15,28	Северный	Балкария
Караугом	14,94	»	Дигория
Лекзыр	13,65	Южный	Сванетия
Безинги	13,61	Северный	Балкария

Есть, однако, мнение, что ледник Безинги достигает длины 18 км. При такой оценке он оказывается самым длинным на Кавказе ледником. Снеговая линия в разных частях Кавказского хребта лежит на различной высоте и изучение изменений ее высоты очень интересно для уяснения проблемы климатических условий древнего оледенения, к которой мы подошли в предыдущей главе. Снеговая линия поднимается при движении от северо-западной к юго-восточной части хребта. В северо-западной части хребта она лежит на высоте от 2700 м, в центральной части — на высоте 3500 м, в юго-восточной части (в группе Шах-Дар) — на высоте 3800—3900 м. На южном склоне снеговая линия лежит ниже, чем на северном. Даже в районе Эльбруса, расположенном севернее водораздельного хребта, высота снеговой линии колеблется в пределах от 3300—3400 м (водораздельный хребет близ Эльбруса) до 3600—3900 м (северный склон Эльбруса). Эти колебания зависят от изменений летней температуры и количества осадков. Осадков больше, а температура лета ниже в западной части хребта и на его южном склоне. В восточной части хребта и на северном склоне условия обратные.

Температура и осадки взаимосвязаны и выражают степень континентальности климата, менее континентального в западной части хребта, более континентального в его восточной части.

Таким образом, неправильно считать размеры оледенения (современного или древнего) зависящими от одной температуры или осадков, как это делали в Альпах.

Высота снеговой линии, как правило, больше в осевой части хребта, по сравнению с его краевыми частями. Краевые части задерживают много осадков.

В Закавказье оледенение есть только на Алагезе (4095 м). Снеговая линия лежит на высоте около 4000 м.

Признаки древнего оледенения.

На Кавказе описаны те же признаки древнего оледенения, что и в Альпах, — кары, трог, конечные и береговые морены, флювиогляциальные отложения. Однако все перечисленные формы рельефа и отложения носят несколько иной характер, чем в Альпах. Кары хорошо выражены в западном Кавказе. Но дно каров имеет такой сильный уклон, что каровые озера в большинстве случаев отсутствуют. Большие озера, типичные для ландшафтов Альп, тоже отсутствуют на Кавказе.

Троги бывают очень отчетливы, но троговая форма долин выражена только до границы, до которой доходят ледники последней эпохи оледенения (рис. 73). Поперечный профиль трога часто другой, чем в Альпах, именно отсутствуют плечи трога. Такой тип трога называют *кавказским*. Образование кавказского типа трога вызвано чрезвычайно глубоким доледниковым (речным) расчленением Кавказа. Доледниковые долины были настолько глубоки, что долинные ледники полностью уместались в пределах крутых склонов, а не всползли на более пологие, выше лежащие плечи, которые и не носят следов ледниковой полировки. Более того, плечи в большинстве случаев совсем не выражены, так как плоские доледниковые днища долин, остатки которых образуют плечи трога, совсем не сохранились.

Морены сохранились в различной степени, в зависимости от возраста. Более молодые морены лежат на более значительной высоте и ближе к верхнему концу долин. Они образовались во время последней ледниковой эпохи. Хуже сохранились морены предпоследней ледниковой эпохи. Они лежат ниже и ближе к равнине. Наконец, еще худшую сохранность имеют морены, расположенные вне Главного хребта, в так называемых передовых хребтах (Кабардинском и Сунженском) к северо-востоку от г. Орджоникидзе. В рельефе морены здесь уже совсем не видны, но в разрезах обнаружены «пласты своеобразных брекчий из угловатых обломков различных осадочных и изверженных пород» (Ренгартен и Гатев, 1936). Обломки имеют характер валунов и петрографически связаны с изверженными породами Главного хребта, откуда и были принесены, повидимому, льдом.

На склонах трогов много осыпей, закрепленных растительностью и в настоящее время неподвижных. Современному их состоянию предшествовало иное, связанное с более сильным механическим выветриванием склонов и движением продуктов выветривания по склонам. Возможно, что климат в это время был континентальнее современного.

Флювиогляциальные отложения располагаются в нижних разрезах горных долин, но наибольшего распространения достигают в предгорьях и на Предкавказской равнине. В горах они тянутся узкими полосками террасовых отложений и лежат на фундаменте коренных пород. Иначе говоря, в горах развиты врезанные или вложенные террасы, указывающие, что реки в течение четвертичного периода здесь не столько аккумулялировали, сколько эродировали в коренных породах.

По мере движения к равнине роль флювиогляциальной аккумуляции все возрастает за счет роли эрозии. На Предкавказской равнине это находит свое крайнее выражение в *покровном горизонтальном* распространении флювиогляциальных отложений (бассейны Кубани, Терека, Кусарская наклонная равнина) и большой *вертикальной мощности* этих отложений (Тихорецк — 346 м, бассейн нижнего течения р. Терек — до 300 м, Кусарская наклонная равнина — до 200 м).



Рис. 73. Трог Кавказа. Р. Ганачхир-Су на Северном Кавказе (фото А. Герасимова).

История древнего оледенения.

История древнего оледенения Кавказа восстанавливается двумя путями: 1) изучением моренных отложений и 2) изучением флювиогляциальных отложений. Накопление моренных отложений происходило в несколько фаз (ледниковых эпох), разделенных значительными перерывами, как можно судить по различной сохранности самих отложений и форм аккумуляции, которые они образуют.

Последнее оледенение. Свежие формы ледниковой аккумуляции, спускающиеся по долинам не ниже определенной высоты, позволяют установить размеры отдельных ледников, их преобладающий тип и общий размер оледенения Кавказа в течение последней ледниковой эпохи.

В это время Кавказ был страной больших долинных ледников, какие известны сейчас в горах Средней Азии. Вместе с притоками они напоминают ветвистые деревья и носят название древовидных.

Ледники долин Теберды и Кодора достигали длины 77 км каждый. По долине Терека спускался ледник в 29 км длиной.

Рейнгардт следующими словами описывает Кавказ в последнюю ледниковую эпоху (1927).

«Главный центр оледенения находился в области Эльбруса или, может быть, немного к западу от него. В обоих направлениях отсюда, на запад и на восток, степень оледенения убывала, причем в восточной части, в Дагестане, повидимому, как и сейчас, имелись только отдельные ледниковые центры, в то время как в центральной и западной части ледники сливались в сеть, правда, развитую слабо. На северном склоне они спускались ниже всего в долинах Кубани и Ардона (до 900 м), в большинстве же случаев оканчивались не ниже 1100—1500 м, довольно глубоко в горах. На равнине они нигде не выступали. В общем замечается поднятие линии концов ледников в восточном направлении. Значительно ниже они спускались в западной части южного склона. В долине Кодора мы находим древние морены у самой Цебельды, всего в 350 м над уровнем моря; к западу отсюда — в долинах Бзыби и Мзымты на высоте 450 м. В восточном направлении уровень, до которого опускались ледники, быстро поднимается и в долине Цхепси-Цхали приходится уже на высоте 930 м, а на Белой Арагве даже около 1450 м, не отличаясь от высоты концов ледников северного склона. Для Дагестана данных почти нет, но возможно, что здесь они спускались на южном, богатом осадками, склоне ниже, чем на северном».

Из приведенного описания видно, что оледенение было больше всего в районе Эльбруса, где оно достигает наибольшей площади и в настоящее время; оледенение убывало к востоку и спускалось ниже на южном, чем на северном склоне, также как это отмечается и для современного оледенения Кавказа. Таким образом, *наблюдается пропорциональность размеров древнего и современного оледенения в различных частях Большого Кавказа*. Эта важная закономерность отмечена была нами ранее (ч. II) для равнин.

Если сравнить в последнюю ледниковую эпоху Кавказ с Альпами, то обнаружится следующее основное отличие. Ледники Кавказа были долинными и умещались внутри гор. Ледники Альп не умещались в горах, а выходили на равнину, где расплывались в виде ледников подножия. Древние ледники Альп выросли по сравнению с современными более значительно, чем древние ледники Кавказа. Вычисление величины депрессии снеговой линии отчасти подтверждает только что сказанное. Ее определяют в 1100 м, то есть цифрой меньшей, чем в Альпах (1200 м) в последнюю ледниковую эпоху. В западной части Большого Кавказа депрессия достигла альпийских размеров 1200—1300 м.

В Закавказье древние ледники были на вершинах некоторых потухших вулканов Армении. На Алагезе, где и сейчас есть небольшое оледенение, древнее оледенение покрывало площадь в 186,5 км². На г. Акдаг, высотой в 3565 м, тоже были древние ледники, спускавшиеся до высоты 2450 м (П а ф ф е н г о л ь ц).

Последняя ледниковая эпоха Кавказа обыкновенно называется вюрмской, считая, что она была синхронична последней ледниковой эпохе Альп.

Выше морен, отмечающих максимальную длину долинных ледников последней ледниковой эпохи, в долинах Кавказа находятся стадильные морены, свидетельствующие, что сокращение ледников происходило с перерывами и сменялось неподвижным положением концов ледников и даже их надвиганием. Таких стадий вначале отмечали три (как и в Альпах). В последнее же время Варданянц отмечает до восьми стадий после максимума последнего оледенения и сравнивает их с альпийскими.

Стадия	Депрессия снеговой линии (в м)
Максимум вюрма	1100
1-я стадия	900—1000
2-я » (аммерзее)	800
3-я А » (бюль I)	620
3-я Б » (бюль II)	600
4-я » (гшниц)	400
5-я » (даун)	220
6-я » (древнеисторическая)	120
7-я » (историческая)	90
8-я » (XVII—XIX в.)	75

Очень существенные изменения испытали ледники после середины прошлого века. Особенно ясно обнаружались эти изменения после производства в 80-х годах прошлого века детальных топографических съемок Кавказа. С этого времени (за 50 лет) в Дагестане, в Богосском хребте, площадь ледников уменьшилась в полтора раза (с 20,20 км² до 13,95 км²), а на южном склоне упомянутого хребта даже в три раза (с 9,33 км² до 3,05 км²). Большие ледники также сильно сократились с тех пор — на 10—20% первоначальной длины. Например, ледник Лекзыр в Сванетии, имевший 12,4 км длины, укоротился на 1230 м. Период отступления, продолжающийся с прошлого столетия, прерывался неоднократными, но очень кратковременными периодами наступания ледников (например в начале нашего столетия).

Предпоследнее оледенение. Во многих долинах ниже свежих морен последнего оледенения известны плохо сохранившиеся конечные морены, которые относят к предпоследнему (рисскому) оледенению. Так, например, эти морены известны в районе г. Орджоникидзе ниже морен последнего оледенения. Ледники были длиннее и достигали 46 км, против 29 км в последнюю эпоху оледенения. Ледники были тоже большей частью долинными. Но в районе Орджоникидзе они немного выдавались за границу гор, почему получали возможность расширяться и образовывали небольшие ледники подножия.

Плиоценовое оледенение. Морены, отмеченные выше, не только четвертичные, но, повидимому, по мнению многих исследователей Кавказа, даже верхнечетвертичные. Оба оледенения обыкновенно сравнивают с двумя оледенениями Альп, имевшими место во второй половине четвертичного времени.

К совершенно другим выводам приводит изучение моренных отложений, найденных в Кабардинском хребте в 80 км от Главного хребта (см. выше). Самый характер отложений указывает на большую

древность оледенения. Кроме того, они переходят в восточной части хребта в отложения с морской апшеронской фауной. На этом основании можно сделать вывод, что оледенение Кавказа произошло уже в апшероне (повидимому, в конце апшерона). На Кусарской наклонной равнине моренных отложений не найдено, но большим развитием пользуются галечники, цементированные в конгломераты и напоминающие флювиогляциальные. Эти конгломераты образуют так называемую Кусарскую свиту, питающую водой бакинский водопровод. Кусарские конгломераты переходят в верхне-апшеронские отложения. Таким образом, в верхнеапшеронское время центральная и восточная части Большого Кавказа испытали оледенение, размеры которого были не только больше современного, но даже больше размеров оледенения последней и предпоследней эпохи. В районе Орджоникидзе ледники выходили дальше всего (на 80 км) на равнину и здесь расплывались в виде больших ледников подножия, которые захватывали всю Осетинскую равнину и часть Ингушетии. Рейнгаardt считает, что, кроме апшеронского оледенения, было еще более раннее — акчагыльское, не такое большое, как апшеронское, которое было самым обширным из всех четырех оледенений (1936, стр. 33).

Важно отметить, что в западной части Большого Кавказа следы таких больших плиоценовых оледенений не известны. Плиоценовое оледенение развивалось главным образом на востоке и в центральной части хребта, то есть несимметрично по отношению к современному, последнему и предпоследнему оледенениям. Здесь мы впервые сталкиваемся с картиной, обратной той, которая подчеркивалась ранее. Пропорциональность в размерах оледенения в различных частях хребта была нарушена. Причиной этого явления мы займемся, когда будем говорить о четвертичной тектонике.

Флювиогляциальные галечники. В Альпах, как известно, изучение галечников позволило расчленить ледниковый период. Много сделано в этом отношении и на Кавказе.

В горах галечники (см. выше) образуют покрывку врезанных (вложенных) террас, на равнине они образуют пласты наложенных террас. Переход первых во вторые прослежен по Кубани. У г. Ежово-Черкесска развиты врезанные террасы, которые разделяют следующим образом: 1) внизу две вюрмские террасы, высотой до 30 м; 2) рисская терраса 45 м; 3) миндельская терраса 120 м и гюнцская терраса (плохо выражена) 175 м над уровнем реки. Вюрмская (верхняя площадка), рисская и миндельская террасы имеют покров лесов. Вюрмская терраса увязывается (вверх по долине) с моренами последнего оледенения.

Ниже по Кубани наблюдается погружение террас под уровень реки. Высота уступов между ними уменьшается, а потом сокращается и число террас, по мере того как они погружаются (начиная с верхней) под уровень Кубани. У Краснодара террасы в виде ступеней уже не выражены, но в буровых скважинах встречены горизонты галечника, содержащего артезианскую воду и отвечающие террасам Ежово-Черкесска (рис. 74). Эти горизонты галечника у Краснодара образуют так называемые наложенные террасы. Нижний горизонт галечника соответствует верхней террасе у Ежово-

апшеронский возраст. Изучение галечников подтверждает факт четырехкратного оледенения Кавказа и верхнетретичный (апшеронский) возраст более древнего (или двух более древних) оледенения.

Ископаемая флора.

В истории древнего оледенения Кавказа остается устранить следующую неясность. В конце апшерона Кавказ пережил наиболее крупное оледенение. Между тем на равнине средней и северной Европы оледенения еще не было. Если считать, что оледенение вызывалось общим изменением климата, например понижением летней температуры, то тогда оледенение в апшероне должно было захватить не только горы Кавказа, но также и низины — северную и среднюю Европу, а пониженные районы Кавказа должны были испытать похолодание, определенным образом отразившееся на флоре апшерона.

Ископаемая флора апшерона известна во многих местонахождениях и может осветить указанный выше вопрос. Изучение верхнетретичных ископаемых флор показало, что на границе среднего и верхнего плиоцена произошло довольно заметное изменение характера флоры. Нижнеплиоценовая (доакчагыльская) флора известна, например, в Грузии. Она содержит много тропических растений (фикусы), хотя и с примесью северных. Это та же флора, которая в течение всей первой половины третичного периода населяла Европу и известна под названием полтавской. К акчагылу климат принял более умеренный характер. Флора принимает почти современный вид, то есть климат был не более благоприятен оледенению, чем современный климат Кавказа. Поскольку о климатических условиях свидетельствуют многочисленные ископаемые флоры акчагыла и апшерона, можно думать, что вплоть до начала четвертичного времени не произошло изменений климата, которые могли бы явиться причиной оледенения. Следовательно, верхнеплиоценовое оледенение Большого Кавказа должно было иметь причины не общие, а местные.

Этот вывод будет нами еще уточнен при разборе четвертичных тектонических движений Кавказа.

К сожалению, на Кавказе до сих пор не открыты ископаемые четвертичные флоры, кроме совсем молодых, послеледниковых. Поэтому мы не в состоянии установить этим путем климатические условия ледникового периода и отдельных ледниковых эпох. Точно так же ископаемая флора не может помочь расчленить четвертичную историю Кавказа, как это сделано в Альпах при помощи находок типа ископаемой хеттингской флоры (см. гл. I). Но в составе современной флоры Кавказа встречены многочисленные северные элементы, которые указывают на суровые условия климата и могут быть объяснены только ледниковым периодом и вызвавшим его общим охлаждением климата, сказавшимся в низинах Кавказа. Таковы обитатели наших северных болот — пушица, трифоль, росянка. Росянка (*Drosera rotundifolia*) растет сейчас на болоте у Кобулет (близ Батуми) среди богатого колхидского леса (Г р о с с е й м).

Таким образом, в четвертичное время, когда произошло большое изменение (похолодание) климата, оно на Кавказе сказалось. Тем яснее должно быть, что верхнеплиоценовое оледенение Кавказа, не отразившееся на флоре низин, вызвано было не общим изменением климата, а местными причинами.

Четвертичная тектоника.

Четвертичная тектоника интересует нас, поскольку она отражалась на преобразовании рельефа Кавказа, а тем самым — на истории оледенения.

Оледенение любой точки земной поверхности является функцией климата, а последний в значительной степени зависит от высоты. Меняется высота, меняется и климат. Горная страна, поднятая выше снеговой линии, испытывает оледенение. Размеры последнего увеличиваются по мере возрастания «положительной разности оледенений» (К а л е с н и к, 1937), то есть превышения высших точек поднимающейся страны над стабильным уровнем климатической снеговой линии.

Факты, свидетельствующие о четвертичных тектонических движениях, довольно разнообразны. Главнейшие из них: 1) радиальные дислокации (террас) Главного хребта; 2) четвертичный вулканизм; 3) большая глубинная эрозия рек в четвертичное время; 4) неравномерность развития следов древних оледенений (центральный и восточный Кавказ) и поздних оледенений (западный Кавказ); 5) погружение окраин Большого Кавказа; 6) складчатые дислокации верхнеплиоценовых отложений Кабардинского и Сунженского хребтов; 7) сейсмичность и богатство Кавказа минеральными источниками.

1. В а р д а н я н ц отмечает, что продольные профили рек ступенчатые, в связи с пересечением реками линий сбросов. По этим сбросам происходили вертикальные глыбовые перемещения — поднятие, которое достигало только во второй половине четвертичного времени суммарной величины 1000—1500 м. Эти движения свидетельствуют об орогенической фазе второй (? — К. М.) половины четвертичного времени.

2. Отдельные фазы четвертичного вулканизма яснее всего выделяются в районе Военно-Грузинской дороги, где лавы переслаиваются моренами (Р е н г а р т е н). Главные выбросы лав и пепла происходили в акчагыле и апшероне, затем во второй половине четвертичного времени, между последней и предпоследней ледниковыми эпохами и вскоре после максимума последней ледниковой эпохи.

Интенсивные лавовые излияния происходили в четвертичное время на Армянском нагорье. Различают четыре главных фазы излияния лав (рис. 75).

3. Врезание рек образovalo высокие уступы террас, как, например, на Кубани у Ежево-Черкаска. Относительные высоты террас увеличиваются вверх по течению рек, то есть продольные профили террас расходятся вверх по течению — к водоразделу. На этом основании считают, что в четвертичное время Главный хребет своеобразно вспучивался.

4. Как показывает ископаемая флора, климатические условия в конце плиоцена были еще настолько мягкие, что не могли вызвать большого оледенения Кавказа. Тем более непонятно, почему это оледенение имело наибольший размер не там, где в последнюю ледниковую эпоху и где имеет в настоящее время.



Рис. 75. Последлениковые лавы на галечнике.
Р. Тертер, Закавказье (фото Ежова).

Появление значительного верхнеплиоценового оледенения, притом в центральном и восточном Кавказе, нельзя объяснить общим ухудшением климата, наложившим отпечаток (оледенение) на неизменный рельеф. Напротив, общие условия климата оставались почти прежними, в низинах росла богатая флора, но в рельефе Кавказа произошли сильные изменения. Размер оледенения гор зависит от их высоты, и нужно считать, что в конце плиоцена произошло поднятие и наиболее высоко поднялся центральный и восточный

Кавказ. Поднятие было вызвано тектоническими движениями. В первой половине четвертичного времени размыв понизил рельеф, и только орогенические движения начала четвертичного времени создали горы уже в другом, близком к современному виде.

Причиной верхнеплиоценового оледенения¹ было не общее ухудшение климата, а тектонические движения, поднявшие центральный и восточный Кавказ выше снеговой линии.

5. Погружение предгорий доказывается переходом — в нижних течениях рек — вложенных террас в наложенные и накоплением огромных толщ четвертичных отложений (свыше 300 м) в предгорных понижениях. Погружались кубанская, терская, рионская, курунская депрессии, Кусарская наклонная равнина. Погружение было сопряжено с поднятием Большого Кавказа. Последнее вызвало отток магмы в область хребта и интенсивный снос (увеличение нагрузки) продуктов размыва в предгорные понижения.

6. Акчагыльские, апшеронские и отвечающие им континентальные отложения Кабардинского и Сунженского хребтов смяты в складки. Эти движения, а тем более поднятие хребтов, могли происхо-

¹ Если датировка эта, принадлежащая ряду кавказских исследователей, вообще правильна.

дить только после апшерона, то есть в сущности в четвертичное время. Поднятие продолжалось даже после последнего оледенения. Оно изменило меридиональное направление рек — Терека и Сунжи — на широтное.

Если сопоставить все эти данные, нужно принять, что тектонические движения и преобразование орографии Кавказа происходили с конца плиоцена во всяком случае дважды: 1) в акчагыле — апшероне и 2) четвертичное время, перед двумя последними оледенениями.

Общеклиматический и тектонический факторы в истории оледенения Кавказа.

Теоретически возможно, что оледенение горной страны зависит от двух различных причин:

1) общего изменения климата в условиях неподвижной горной страны;

2) поднятия горной страны в условиях неизменного климата остальных участков земной коры.

Первый фактор мы назовем *общеклиматическим*, второй — *тектоническим*.

Обычно оледенение развивается при совместном воздействии обоих факторов. Можно лишь пытаться установить преобладание одного из этих факторов на отдельных отрезках ледниковой истории горной страны.

В отношении Кавказа устанавливается следующее соотношение обоих факторов в развитии оледенения.

1. *Верхнеплиоценовое оледенение Кавказа было вызвано тектоническим фактором.* Это видно по отсутствию параллельного развития оледенения на равнине — в северной и средней Европе — и теплолюбивому (современного типа) характеру акчагыльской и апшеронской флоры Кавказа.

2. *Общеклиматический фактор сказался в параллельном (в общих чертах) развитии оледенения Кавказа и северной Европы во второй половине четвертичного периода* и в проникновении на равнины Кавказа северных растений.

Тектонический фактор вызвал иное распространение оледенения, по сравнению с плиоценовым, в четвертичное время. Следовательно, в промежутке между плиоценовым и четвертичным оледенением рельеф Кавказа был преобразован. Преобразование могло быть вызвано только тектоническими процессами.

С начала последнего оледенения Кавказ не испытывал значительного преобразования рельефа и, следовательно, значительных тектонических движений (как думает, например, В а р д а н я н ц). Это видно из следующего обстоятельства: ледники последнего ледникового периода располагались симметрично по отношению к современным; современные ледники лежат в верховьях тех же самых долин, которые занимали ледники древние, а после максимума последнего оледенения в разных частях Большого Кавказа происходило одновременно равномерное по размеру стадияльное сокращение размеров ледников.

Литература.

1. Варданянц Л. А., О четвертичной истории Кавказа, ИГО, XV, 6, 1933.
2. Варданянц Л. А., Материалы по геоморфологии Большого Кавказа, ИГО, XV, 2 и 3, 1933.
3. Варданянц Л. А., Метеорологический фактор в развитии оледенения, ИГО, 67, 4, 1935.
4. Калесник С. В., Горные ледниковые районы СССР, 1937.
5. Палибин И. В., Этапы развития флоры прикаспийских стран со времени мелового периода, изд. АН СССР, 1936.
6. Паффенгольц К. Н., Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении, Зап. Минер. об-ва, 60, 2, 1931.
7. Пуствовалов И. Ф., Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане, Тр. ЦНИГРИ, 83, 1936.
8. Рейнгардт А. Л., Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Беку и А. Пенку и оледенение Кавказа, «Мат. по четв. периоду СССР» 1936.
9. Рейнгардт А. Л. К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа. Доклад АН СССР, 1927.
10. Рейнгардт А. Л., Гляциально-геологические исследования в Горной Осетии в 1927 и 1928 гг., ИГО, XII, 1, 1930.
11. Ренгартен В. П., Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги, Тр. ВГРОб, 148, 1932.
12. Ренгартен В. П. и Гатуев С. А., Гидрогеологический очерк бассейна р. Терек, Тр. ГИН, VI, 1935.

Глава 3.

ГОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ.

Современное оледенение.

Размеры современного оледенения гор Средней Азии определяются двумя главными условиями: 1) очень значительной высотой гор и 2) большой высотой снеговой линии.

Горы Средней Азии — наивысшие горы всего Союза (пик Сталина на Памире 7495 м, Хан-Тенгри в Тянь-Шане 7000 м). Площадь современного оледенения 11 тыс. км² (Калесник), то есть в 4¹/₂ раза больше, чем на Кавказе. Памир и Тянь-Шань обладают самыми большими горными ледниками в мире, принадлежащими к типу древовидных. Ледник Федченко на Памире достигает 77 км, а ледник Иньльчек в Тянь-Шане 80 км длины. Целый ряд ледников превышает 20 км длины (Зеравшанский ледник 24,7 км). Главные ледниковые области располагаются: в хребте Академии наук, Заалайском хребте, узле Хан-Тенгри, узле Ак-Шийряк и узле Матча.

Столь большое оледенение является целиком результатом исключительно большой высоты гор, так как климат не благоприятствует оледенению. Снеговая линия лежит выше, чем в любом другом горном районе СССР. Только в северной части Тянь-Шаня она проходит на высоте 3000—3800 м, в центральном Тянь-Шане поднимается до 4200 м, а в центральном Памире — до 5200 м и выше.

Ледники часто не имеют фирнового вместилища, как альпийские, и питаются лавинами, которые вместе со снегом приносят на поверхность ледника обломки горных пород. Поэтому нижние

отрезки ледников бывают совершенно засыпаны щебнем — поверхностной мореной. Такой тип ледников называется *туркестанским* (рис. 76).

В Тянь-Шане и Памире большим распространением пользуются нагорья с уплощенным рельефом, поднятые на 3—4 км над уровнем моря. На них развивается вечная мерзлота, наледи и тепловой карст, то есть явления, характерные для Восточной Сибири (ч. II, гл. 7). Площадь мерзлоты на Памире — 20 тыс. км², мощность свыше 20 м.

Признаки древнего оледенения.

Признаки древнего оледенения есть на Памире, в Тянь-Шане, Сауре и Тарбагатае.

Признаки древнего оледенения в Тянь-Шане и на Памире не менее разнообразны, чем в Альпах или на Кавказе. Известны кары, трогги, морены и флювиогляциальные отложения. Но далеко не все они изучены систематически. Некоторые общие замечания можно сделать только о троггах и моренах.

Трогги имеют незначительное развитие по сравнению с Альпами и даже Кавказом. На западном Памире по долинам спустились огромные ледники (долины Мук-Су, Хингоу). Их эрозионная работа была значительной, и тем не менее долины не приняли характера типичных трогов. В поперечном профиле долин заметно только, что склоны ниже определенного уровня делаются круче и имеют следы ледниковой полировки.

Роль ледниковой эрозии в формировании рельефа долин оказалась небольшой потому, что доледниковая эрозия рек была исключительно велика по отношению к ледниковой эрозии. Поэтому формы, созданные речной эрозией, бросаются в глаза гораздо резче, чем формы ледниковой эрозии.

Отдельные формы моренного накопления, образующие ледниковый комплекс в Альпах, не выражены так ясно. Вместо узких поперечных гряд конечных морен, обыкновенно наблюдаются широкие



Рис. 76. Ледник, засыпанный мореной. Памир, Заалайский хребет.

и бесформенные пятна холмисто-моренного рельефа (рис. 77). Хорошо выражены береговые морены. Это отличие легко понять, взглянув на современные ледники, засыпанные с поверхности щебнем. Покров щебня на ледниках имеет неравномерную мощность и, растаяв, образует участок с бугристой поверхностью — холмисто-моренный рельеф. Повидимому, и древние ледники несли плащ щебня, который после таяния ледников образовал холмисто-моренные участки, слившиеся с конечно-моренными валами и служащие их непосредственным продолжением.

История древнего оледенения.

История древнего оледенения Памира и Тянь-Шаня изучена слабо. Почти не занимались изучением флювиогляциальных отложений, которые представляют наибольший интерес для расчленения древнего оледенения гор. Особенно плохо изучен Тянь-Шань.

Последнее оледенение. В горах Средней Азии признаки древнего оледенения видны чрезвычайно ярко. Геоморфологический метод — изучение распространения хорошо сохранившихся (свежих) холмисто-моренных ландшафтов — позволяет получить ясное представление о размерах отдельных ледников, типах ледников и размере древнего оледенения в целом. Можно принять, как это делают в Альпах и на Кавказе, что одинаковая и притом хорошая сохранность ледниковых ландшафтов есть результат их одновременного образования в течение последней ледниковой эпохи. Рисунок 78 изображает участок северо-западного Памира, для которого сделана такая реконструкция.

Широко были распространены ледники подножия, особенно где рельеф менее расчлененный, то есть в центральном Памире. Обширные ледники подножия спускались с Заалайского хребта в Алайскую долину. Они окружали фестонами котловины озер Кара-Куль и Сон-Куль. Однако ледники подножия располагались на гораздо большей высоте, чем это имело место в последнюю ледниковую эпоху в Альпах. Достаточно указать, что высота Алайской долины 2500—3000 м, озера Сон-Куль — 3047 м и озера Кара-Куль — 3910 м.

Другим типом ледников были огромные долинные ледники, которые особенно характерны в районах с расчлененным рельефом, например на западном Памире. Ледник Федченко, имеющий сейчас 77 км в длину, достигал длины 180 км. Он спускался по долине Мук-Су до высоты 1900 м (у кишлака Дамбурачи). Ледник Гармо, имеющий сейчас 29 км длины, достигал длины 70 км. Мощность ледника Федченко равнялась 1 км (сейчас 520 м). В юго-восточном Памире, где климат особенно сухой и континентальный, больших ледников не было.

В Тянь-Шане также господствовали большие ледники подножия и долинные. Какова была длина ледника Иньльчек, — не известно. Но ледник И. В. Мушкетова, спускающийся параллельно леднику Иньльчек с Хан-Тенгри и имеющий сейчас 22 км длины, увеличился до 85 км. В западном Тянь-Шане, где долинные ледники теперь совсем отсутствуют, в то время они не только существовали, но достигали значительных размеров — до 20 км. Долинные ледники до 20 км

длины были в хребте Саур (высота 3780 м) и незначительные, типа
висячих, — в Тарбагатае (высота 2400 м).

Как ни велико было оледенение, ледники последней леднико-
вой эпохи опускались не ниже 2000—2500 м (только ледник Фед-
ченко до 1900 м), и все оледенение не только умещалось в горах, но
оказывалось высоко приподнятым над подножием гор. Напомним,
что на Кавказе ледники спускались до высоты 350 м, а в Альпах —
еще ниже. Высокое положение ледников в горах должно было отра-
жать высокое положение снеговой линии.

Снеговая линия в горах Средней Азии лежит в настоящее время
выше, чем на Кавказе. Во время последнего оледенения она понизи-
лась, но незначительно, так что существующая теперь разность



Рис. 77. Холмисто-моренный рельеф. Древний ледник подножия у склона Заалай-
ского хребта (по Финстервальдеру).

высоты снеговой линии Средней Азии и Кавказа не сгладилась, а на-
против, оказалась выраженной резче, чем в настоящее время.

В краевых (получающих больше осадков) цепях Тянь-Шаня
депрессия равнялась 700—800 м, а во внутренних частях была еще
меньше (300—600 м, по исследованиям П р и н ц а). Депрессия
в Алайском хребте достигала 900—950 м, а в долине Мук-Су — 860 м
(по К о р ж е н е в с к о м у). Эти цифры значительно меньше полу-
ченных на Кавказе и в Альпах (1200 м).

Стадии отступания ледников после максимума последнего оле-
денения систематически не изучались. Остановимся только на неко-
торых, наиболее существенных, чертах новейшей истории оледе-
нения.

1. В долинах Памира, окаймляющих хребет Петра I, можно ви-
деть такие разрезы: внизу морена, отложенная большими ледни-
ками — Федченко, Гармо — в последний период оледенения; выше —
озерные (ленточные) глины и речные галечники; поверх них морена
боковых ледников, спускавшихся со склонов хребта в главные долины.
Повидимому, после максимума последнего оледенения, когда

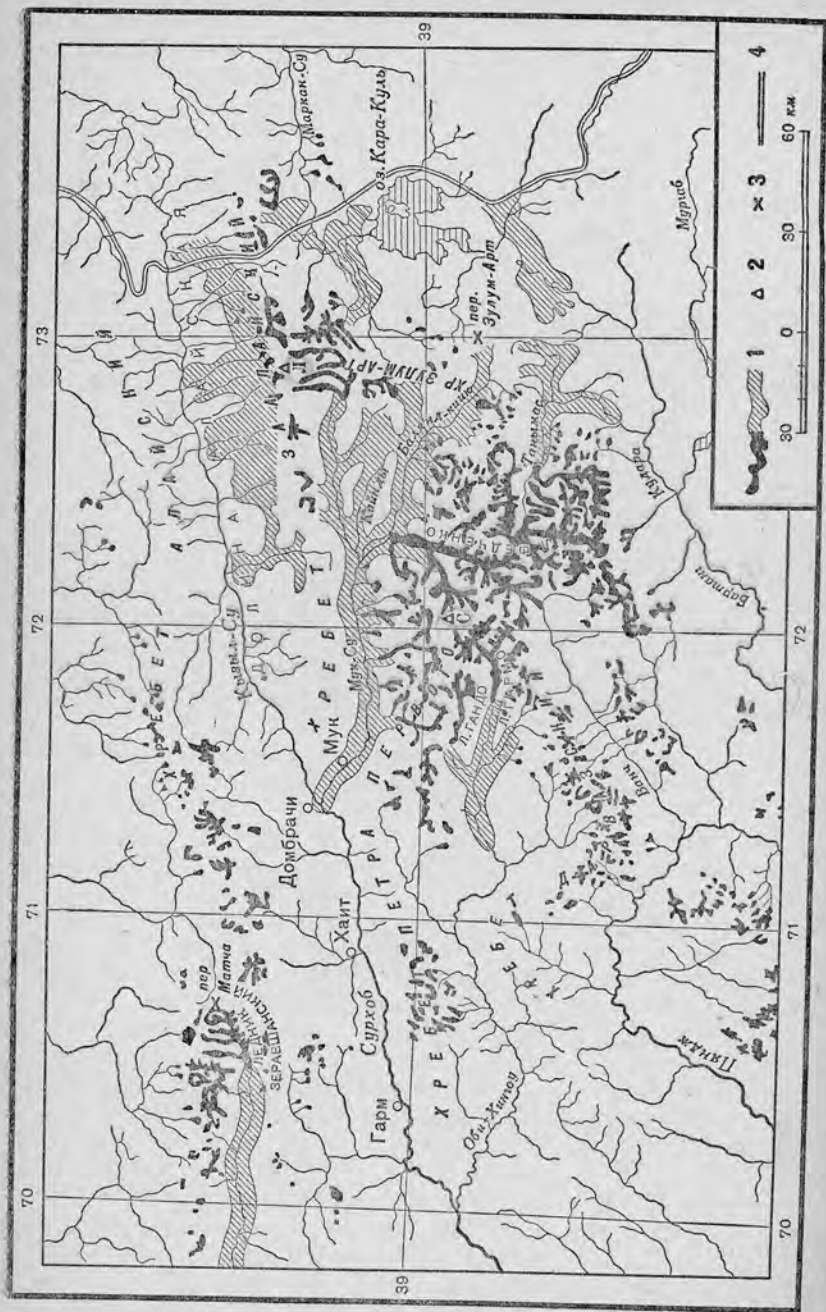


Рис. 78. Современное и древнее оледенение северо-западного Памира (по Маркову).

1 — современное (взглянов) оледенение; 2 — палео и вершинные горы; 3 — переломы; 4 — палео, М — палео Дошны, С — палео Стелция.

ледники сокращались, боковые ледники надвинулись и спустились в главные долины.

2. Нижние концы ледников засыпаны мореной, погребены. Ледник Гармо достигает 29 км длины и засыпан на расстоянии 9 км от конца. Австрийские исследователи — гляциолог К л е б е л ь с б е р г (Kleibelsberg) и метеоролог Ф и к е р (Ficker), изучавшие это явление, пришли к заключению, что засыпанные отрезки ледников неподвижны, представляют скопления мертвого льда и являются реликтами больших ледников, существовавших в последний период оледенения. Отсюда они решили, что судьба ледников Памира состоит в их дальнейшем непрерывном сокращении, что повлечет за собой уменьшение многоводности рек Средней Азии и ухудшение условий орошения ее богатейших районов. Эта гипотеза за последние годы сильно поколеблена работами советских гляциологов. Например, конец ледника Федченко (засыпанный на протяжении 6 км) движется и дважды за последние 75 лет продвигался вперед, так же как засыпанный конец ледника Мушкетова, спускающийся с хребта Петра I к долине Мук-Су. Ледник Нотгемейншафт за 5 лет — с 1928 по 1933 г. — продвинулся вниз по долине на 375 м.

Таким образом, прогноз о грозящем будто бы Средней Азии высыхании лишен основания.

Предпоследнее оледенение. Ниже границы распространения свежих следов моренной аккумуляции следы оледенения вообще почти совершенно исчезают. Только в отдельных пунктах в результате специальных поисков были обнаружены сомнительные моренные отложения. Они описаны, например, в долине р. Сурхоб, являющейся продолжением долины Мук-Су, на высоте всего 1300—1500 м и в 200 км от ясных следов последней эпохи оледенения. Мореноподобные отложения указывались сравнительно низко (600—700 м) у подножия Джунгарского Ала-Тау и Саура. Однако все перечисленные отложения и другие, им подобные, являются сомнительными.

Третичное оледенение. На южном Памире в нескольких точках найдены сильно метаморфизованные и дислоцированные мореноподобные отложения. Повидимому, они древнее описанных выше и скорее всего третичные (К л у н н и к о в). Коренные породы под этими отложениями носят следы ледниковой полировки. Мощность отложений — до 800 м. Они найдены между верховьями р. Гунта и р. Шахдары у перевала Кокбай на высоте 4000 м, у восточного берега озера Яшиль-Куль и в некоторых других местах. Третичный возраст указанных отложений еще не удается подтвердить палеонтологическими данными.

Флювиогляциальные отложения. Рейнгардт, изучавший древнее оледенение Алайского хребта в бассейне рр. Акбуры и Аравана, наблюдал галечники, отделяющие морены двух последних оледенений, и, кроме того, флювиогляциальные отложения наиболее раннего (третьего с конца) оледенения, относящиеся к так называемым адыровым¹ конгломератам, которым приписывают обыкновенно неогеновый возраст. У западной окраины Памира — в таджикской депрессии — лежит мощная (5 км) толща неогеновых песчаников

¹ Адыры — увалы у подножия высших хребтов.

и конгломератов. Состав их делается более грубым в верхней части толщи (полизакская свита), где встречаются валуны до 8 м в диаметре (Б у р а ч е к). Конгломераты рассматривают как неогеновые флювиогляциальные отложения.

Таким образом, в горах Средней Азии существуют явственные следы последней ледниковой эпохи.

Сомнительны следы предпоследней ледниковой эпохи. Есть следы третичного оледенения. Все это создает картину, напоминающую в основных чертах древнее оледенение Кавказа и Альп. Однако данных настолько мало, что взгляды на число ледниковых эпох в Средней Азии сильно расходятся. Ряд крупных исследователей высказывались в пользу однократного оледенения, многие за двух-, трех- и четырехкратное оледенение, были голоса и за пятикратное и даже десятикратное оледенение.

История озер намечается более ясно для озера Кара-Куль. Это большое озеро (364 км²) лежит на высоте 3910 м. На берегах заметны террасы на высоте 1, 4, 8, 18, 28, 40 и 60 м. Озеро за последние 60 лет (с 1876 г.) увеличилось в размерах почти в полтора раза — с 255 до 364 км². В настоящее время оно бессточное и имеет горьковатую воду (К о р ж е н е в с к и й).

Прочие типы отложений.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения имеют выдающийся интерес, так как позволяют осветить историю гор в четвертичное время. Но в горах Средней Азии большие пространства заняты отложениями других типов.

На *склонах* преобладают отложения щебня или несортированного валунного суглинка — мореноподобных силевых отложений, а ниже 4—4¹/₂ км — лёсс.

В *котловинах* и *долинах* лежат озерные тонкоотмученные отложения и обвалы. Особенно крутые склоны совершенно лишены покрова наноса, который под влиянием силы тяжести сносится вниз.

Четвертичная тектоника.

Несомненно, что горы Средней Азии испытали значительное поднятие в четвертичном периоде. С. Ш у л ь ц, изучавший четвертичную тектонику Тянь-Шаня, обнаружил разнообразие формы ее проявления в южной (Ферганский хребет), средней (Ак-Шийряк, Терской-Ала-Тау) и северной (хребет Кетмень) частях Тянь-Шаня. Четвертичные тектонические движения восстанавливаются различными путями. Во-первых, дочетвертичные, в том числе и верхнетретичные, континентальные отложения дислоцированы. Слои образуют антиклинальные и синклиналильные изгибы, пересечены надвигами и вздернуты у линий тектонических контактов. Дислокация непосредственно отразилась в рельефе (что для нас особенно важно). Уступы имеют тектоническое происхождение, древние поверхности денудации (сырты) антиклинально изогнуты, наклонены, разбиты сбросами на ступени. Речные террасы тоже изогнуты, наклонены, разбиты сбросами. Эти движения усилили контрасты в рельефе — относительная



Рис. 79. Флювиогляциальная терраса р. Хингоу (окраина северо-западного Памира) у г. Тавиль-дара.

высота гор возросла. Наметившееся ранее расположение возвышенностей и котловин сохранилось, но они, «сохраняя в основных чертах свое местоположение, были превращены в резко контрастные формы современных высоких хребтов и межгорных впадин» (стр. 129). Возраст указанных движений пока может быть определен лишь грубо на основании следующих признаков: а) все дочетвертичные отложения, включая верхнетретичные, захвачены дислокациями; б) ледниковые отложения последней эпохи оледенения не захвачены

дислокациями. На этом основании С. Ш у л ь ц считает, что тектонические движения происходили на протяжении ограниченного отрезка времени — в первой половине четвертичного периода. Эта нижнететвертичная орогенетическая фаза, предшествовала последнему оледенению точно так же, как последняя орогенетическая фаза предшествовала последнему и предпоследнему оледенению Кавказа. В этом отношении имеется определенный параллелизм (рис. 80).

Отдельные участки гор, как мы видели, были ограничены линиями разрывов и могли испытывать самостоятельные перемещения по вертикали. В связи с этим ледники поднимавшихся участков гор-



Рис. 80. Современный сброс на р. Ак-Су. Кунгей-алатау, Тянь-Шань (фото Половникова по Кассину).

ных хребтов должны были наступать, в то время как ледники соседних, неподвижных или опускавшихся, участков оставались неподвижными и даже отступали. Доказательства этого предположения обнаружены в хребте Петра I. Ледники, спускавшиеся с его склонов, наступали, в то время как большие ледники, двигавшиеся вдоль склонов хребта и имевшие область питания вне хребта Петра I, признаков одновременного наступания не оставили. Участок хребта, к которому приурочены следы наступания, ограничен надвигами и выделяется своей большой высотой и сильно расчлененными формами. Все это указывает на поднятие, опережавшее поднятие соседних участков.

В четвертичное время горы Средней Азии преимущественно поднимались. Поднятие создало высоты до $7\frac{1}{2}$ км над уровнем моря. Погружение испытывали предгорья (сравн. Кавказ), куда сносились

огромные толщи продуктов размыва гор (Ферганская котловина таджикская депрессия). Мощность отложений в таджикской депрессии — 5 км, причем слои (вплоть до верхнетретичных) дислоцированы.

Сравнение с Кавказом.

История оледенения в Средней Азии изучена хуже, чем на Кавказе. Пока возможно предполагать лишь общий параллелизм явлений: и там и здесь 1) оледенение началось, повидимому, уже в третичное время; 2) в истории оледенения гор большую роль сыграл тектонический фактор. Последний подготовил остов гор, ставший в конце четвертичного времени ареной оледенения, и вызвал некоторую несогласованность процесса оледенения отдельных частей горной страны.

Литература.

1. Бойков И. Е., Наблюдения над атмосферными осадками в высокогорных районах Средней Азии, Тр. Гидрометеор. отд. Среднеазиатск. метеор. ин-та, 1, 1, 1927.
2. Бурачек А. Р., Третичные континентальные отложения юго-западного Таджикистана, Тадж. комплексная экспедиция 1932 г., Труды экспедиции, «Геология центрального и южного Таджикистана», IV, 1934.
3. Вебер В. Н., Миграция сухих дельт Ферганы, «Геол. вестн.», VII, 1—3, 1929 (1930).
4. Грюше П. А., Ершов С. П. и др., Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне озера Иссык-Куля в 1914 г. (составил Н. Г. Кассин), М. З., отдел земельных улучшений, 1915.
5. Калесник С. В., К вопросу о мореноподобных отложениях у с. Сарканд в Джунгарском Ала-Тау, Бюлл. Информ. бюро АИЧОЕ, 2, 1932.
6. Калесник С. В., Геологические и геоморфологические наблюдения на северном склоне Джунгарского Ала-Тау, ИГО, 65, 3, 1933.
7. Калесник С. В., О некоторых новых формах ледниковых образований в Центральном Тянь-Шане, ИГО, 66, 3, 1934.
8. Корженевский Н. Л., Мук-Су и ее ледники, Тр. Гидрометеор. отд. Среднеазиатск. метеор. ин-та, 1, 1, 1927.
9. Марков К. К., Геоморфологический очерк Памира, Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 17, 1935.
10. Марков К. К., О проблеме древнего оледенения гор Средней Азии, «Пробл. физич. геогр.», 4, 1937.
11. Наливкин Д. В., Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в горную Бухару и на западный Памир, ИГО, 52, 1916.
12. Наливкин Д. В., Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру, ИГО, 47, 2, 1928.
13. Нехорошев В. П., Четвертичные отложения хребта Саура и прилегающей к нему части Зайсанской котловины и их связи с оледенением, Тр. КЧ, II, 1932.
14. Шульц С. С., Геологические исследования континентальных отложений части Илийской долины, Тр. ГГРУ, 50, 46, 1931.
15. Шульц С. С., Геологическое описание маршрута вдоль Тянь-Шаня из Оша в Каракол, Тадж. Памирская экспедиц. 1934 г., 38, 1936.
16. Prinz G., Beiträge zur Glaziologie Zentralasiens, 1928.
См. также ч. II, гл. 2, № 4.

ГОРЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ.

Современное оледенение.

Сибирь ограничена с юга барьером высоких гор, который образует непрерывную стену между Иртышом и южной оконечностью Байкала (Алтай и Саяны). Горы местами приподняты выше снеговой линии и имеют ледники, более значительные на Алтае.

Высшая точка Алтая — г. Белуха в Катунских Альпах достигает 4620 м, то есть высоты Монблана. Снеговая линия поднимается в юго-восточном направлении в глубь Алтая от 2300—2400 м до 3500 м (хребет Чихачева). Площадь оледенения — 454 км². Среди ледников есть большие, долинного типа. Ледник Потанина, расположенный за границей СССР в Монгольском Алтае, достигает 16 км длины. В Катунских Альпах ледник Мен-Су имеет 10 км длины.

Столь большое оледенение и небольшая (сравнительно с Тянь-Шанем и Памиром) высота снеговой линии есть результат сравнительно низких температур, связанных с высоким широтным положением, а также довольно большого количества выпадающих осадков. Алтай имеет ту же высоту гор и высоту снеговой линии, что и Альпы, которые лежат, однако, на 5° южнее. Это понятно, так как Альпы богаче осадками.

Кузнецкий Ала-Тау (высота до 2100 м) совсем не имеет ледников. Западный Саян достигает высоты 2676 м (пик Эдельштейна). В последнее время в западных Саянах отмечено три небольшие ледника на высоте 2000—2300 м, но они лежат, повидимому, ниже снеговой линии (орографические ледники). Восточные Саяны выше и в группе Мунку Сардык севернее оз. Косогол поднимаются до 3450 м. Снеговая линия лежит на высоте 2940 м. Есть небольшие ледники, занимающие площадь около 2 км². В Яблоновом хребте (гора Сохондо 2497 м) ледников нет.

Древнее оледенение.

Следы древнего оледенения известны в Алтае, Кузнецком Ала-Тау, Саянах и в Яблоновом хребте.

Последнее оледенение. Свежие формы ледниковой аккумуляции позволяют восстановить размеры и тип древнего оледенения в последнюю ледниковую эпоху.

В Алтае оледенение достигало наибольших размеров. Огромные долинные ледники не только заполняли горные долины, но приближались к подножию гор. В Южном Алтае, по долине Бухтармы (приток Иртыша), спускался ледник около 150 км длиной. Его фирновая область лежала на плато Укок, а конец спускался до высоты 730 м. Мощность Бухтарминского ледника достигала 800 м. Соседние с ним ледники имели в длину десятки километров. В Монгольском Алтае вследствие сухости климата ледники были несколько меньше, но самый большой из них, спускавшийся по долине Кобдо, все же достигал величины 110 км, хотя и заканчивался на высоте 2000 м.

В северном и центральном Алтае самый большой ледник двигался по системе рр. Чулышмана—Бии и котловины Телецкого озера. Озеро Телецкое, имеющее глубину 320 м (высота зеркала 450 м), было вы-
полнено льдом. Конец ледника лежал на высоте 375 м (у Кузенов-
ского порога на Бии). Мощность равнялась 1 км. Почти столь же
большой ледник двигался по долине Катуни. Чтобы объяснить такой
большой прирост оледенения, приходится допустить, что депрессия
снеговой линии достигала в северном Алтае 1200 м (то есть той же
самой величины, что в Альпах), а в южном Алтае 800 м.



Рис. 81. Выравненная поверхность Алтая в бассейне р. Шавлы (приток Чулыш-
мана) (фото Калецкой).

В рельефе Алтая большим распространением пользуются вырав-
ненные поверхности, занимающие 27% площади всего Алтая. Они
лежат на высоте 2000—2500 м и сейчас находятся в зоне альпийских
лугов. В течение последней ледниковой эпохи они оказались
приподнятыми выше снеговой линии, вследствие чего площадь фирна
должна была чрезвычайно сильно возрасти, что тоже способствовало
образованию огромных ледников. Таким образом, одна из причин
столь значительного оледенения Алтая заключалась в особенностях
рельефа (рис. 81).

Другая причина столь значительного оледенения лежала в бо-
гатстве осадками (сравнительно с Памиром и Тянь-Шанем). Алтай
открыт для главной массы осадков, которая приносилась с запада.
Богатству осадками способствовала сильная обводненность прилегаю-
щей к Алтаю южной части Западно-Сибирской низменности, на кото-
рой застаивались воды рек, подпертых Сибирским ледниковым по-
кровом (см. ч. I, гл. 5).

Алтай был в это время почти весь, кроме крутых склонов, окутан снегом, фирном и льдом: «В центральной наиболее повышенной части области образовалась более или менее густая сеть ледников, откуда отделялись в периферию направлявшиеся в разные стороны ледники. Однако даже ячейки этой ледниковой сети были большей частью под вечным снегом...» (Г р а н э, 1917, стр. 47).

Если выразить интенсивность древнего оледенения коэффициентом, у которого числитель — площадь оледенения, а знаменатель — площадь гор, то можно сказать, что интенсивность оледенения Алтая (кроме Монгольского) была также велика, как в Альпах, и значительно превышала интенсивность оледенения Кавказа и особенно Памира и Тянь-Шаня.



Рис. 82. Кары Кузнецкого Ала-Тау (по И. Толмачеву).

Кузнецкий Ала-Тау представляет сравнительно невысокую горную страну (2100 м), которая сейчас лежит ниже снеговой линии, а в течение последней ледниковой эпохи имела лишь каровые, всячие и небольшие долинные ледники.

«В ледниковый период имелись совершенно изолированные ледники, лежавшие в карах с очень небольшой сборной площадью коротким, но относительно широким языком и, вероятно, очень медленным движением» (И. Т о л м а ч е в, 1909, стр. 670). В Кузнецком Ала-Тау прекрасно сохранились древние кары (рис. 82), которые позволяют определить, что древняя снеговая линия опускалась до высоты 1000—1100 м. Поскольку сейчас снеговая линия поднята над вершинами Кузнецкого Ала-Тау (2000—2100 м), ее депрессия превышала 1000 м и была значительной.

Саяны выше Кузнецкого Ала-Тау несут сейчас ледники и имели значительное оледенение в последнюю ледниковую эпоху. По размеру древних ледников Саяны занимали промежуточное положение между Алтаем и Кузнецким Ала-Тау, однако были ближе к первому.

Основным типом древних ледников Саян были большие долин-ные ледники, которые спускались не так низко, как в Алтае, и не имели такой большой длины.

В юго-западной части Западных Саян — в верховьях р. Абакан — ледники достигали 20 км длины и спускались до уровня 1300 м. В Кизир-Казырском хребте по долине Кизира спускался ледник в 90—100 км длины. Можарские озера, лежащие на высоте 450—470 м, ледникового происхождения. В Восточных Саянах, в истоках реки Уды и ее притоков, ледники достигали 60 км длины и 350 м мощности. 60 км длины достигал ледник долины Иркутта, спускавшийся с Мунку Сардыка до высоты 1350 м (Мондинская котловина). На монгольской стороне Саян ледники были меньше, но и здесь достигали 16 км в длину. В Яблоновом хребте с г. Сохондо спускались ледники в 12 км длиной. Самое восточное звено этой цепи — Буреинский хребет, где тоже есть следы древнего оледенения.

Таким образом, в последнюю ледниковую эпоху Алтай был страной долинных ледников, переходивших в ледники подножия, Саяны — страной долинных и Кузнецкий Ала-Тау — висячих ледников.

Следы более ранних оледенений. Кроме перечисленных ясных следов, имеются следы более ранних оледенений, которые известны чрезвычайно мало.

В Алтае Г р а н э описал морены в долине Бии (у Лебеда) и Катуня (у Маймы) на высоте 275 м, которые он отнес к предпоследнему оледенению. Наконец, у Бийска на высоте 175 м им обнаружены были валуны, определенные как эрратические и отнесенные к наиболее раннему (из трех) и максимальному оледенению Алтая.

Для Саян М о л ч а н о в указывает, что ниже следов последнего оледенения, в долине р. Сухой Лог, есть морена, разделенная галечником и указывающая еще на две эпохи оледенения, предшествовавших последней. Наконец, у подножия Саян близ ст. Балай (в 80 км восточнее Красноярска) обнаружены эрратические валуны наиболее раннего оледенения. Количество ледниковых эпох, пережитых Саянами, достигает, таким образом, четырех, по мнению М о л ч а н о в а.

Критическая оценка приведенных данных преждевременна, так как сами данные еще чрезвычайно бедны. Надо лишь отметить, что хотя множественность оледенений и здесь вероятна, мы не располагаем объективными данными, позволяющими считать ее доказанной. Единственный объективный критерий — стратиграфия ледниковых отложений — остается совершенно неосвещенным. Г р а н э доказывает множественность оледенения Алтая ссылками на формы ледниковой эрозии, но этот метод неправилен, как мы уже неоднократно отмечали ранее. Таким образом, история ледникового периода в Алтае и южной Сибири остается невыясненной. Сдвиг в этом направлении будет достигнут лишь тогда, когда начнется изучение стратиграфии ледниковых отложений.

Четвертичная тектоника.

Рельеф Алтая и Саян создан в значительной мере молодыми тектоническими движениями, которым приписывают четвертичный возраст. Среди третичных отложений Алтая сильно распространены тон-

коотмученные болотного типа глины, углистые сланцы, бурые угли. Они дислоцированы. Образование таких отложений легче представить себе в равнинных условиях, чем в горных. На этом основании Н е х о р о ш е в считает, что «физиография страны в этот момент была однообразной... рельеф его (Алтая — К. М.) едва ли заметно отличался от рельефа окружающей местности» (стр. 89).

Дислоцированность третичных отложений и самый факт значительного оледенения, немислимый на широте Алтая в условиях небольших высот, указывают, что в начале четвертичного периода—ранее последнего оледенения — Алтай был охвачен интенсивными тектоническими движениями.

Тектонические перемещения носили глыбовой характер. Тектонические линии образуют уступы, имеют широтное направление и отмечены термами. Такой тектонический уступ образует северный склон Катунского хребта. Другие тектонические уступы имеют меридиональное направление. Таковы главные тектонические линии, ограничивающие грабен Телецкого озера. Телецкое озеро, по мнению Н е х о р о ш е в а, образовалось в четвертичное время, в межледниковую эпоху. Поэтому ледники предпоследней эпохи оледенения двигались поперек нынешней котловины и только в последнюю эпоху оледенения резко изменили направление движения с широтного на меридиональное и стали двигаться по простиранию грабена.

Интенсивные тектонические движения происходили совсем недавно и еще происходят на берегах южного Байкала и южнее. Котловины Байкала (дельта Селенги), долины рр. Иркута, Баргузина, Узы, Хилки, Ингоды и Гусиного озера опускаются, заключают мощную (до 2 км) толщу молодых отложений и ограничены линиями надвигов.

У подножия Алтая располагается область предгорного погружения — Кулундинская степь, загружаемая продуктами размыва гор (ср. Кавказ, Памир и Тянь-Шань).

Литература.

1. В о л о г д и н А. Г., Кизир-Казырский район, Тр. ГГРУ, 92, 1931.
2. Г р а н з Г., О ледниковом периоде в Русском Алтае, Изв. Зап.- Сиб. отд. ГО, III, 1—2, 1915/1916.
3. Д е н ь г и н Ю. П., Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас, ИГО, 52, 2, 1930.
4. М о л ч а н о в И. А., Материалы к вопросу о древнем оледенении северо-восточной Монголии, ИГО, IV, 1, 1918 (1919).
5. М о л ч а н о в И. А., Несколько слов о древнем оледенении восточного Саяна, Тр. КЧ, II, 1932.
6. Н е х о р о ш е в В. П., Тектоника и металлогения юго-западного Алтая, ИВГРОБ, 51, 15, 1932.
7. Н е х о р о ш е в В. П., Древнее оледенение Алтая, Тр. КЧ, 1, 1932.
8. П о с т о е в К. И., О следах древнего оледенения в юго-западных Саянах, ИГО, 64, 2—3, 1932.
9. П р е о б р а ж е н с к и й П. И., Следы древнего оледенения в верховьях рек Иркута и Оки, ИГК, 45, 8, 1928.
10. П р е с н я к о в Е. А., Геодезические аномалии в районе Байкала, «Пробл. Бурят-Монгольской АССР», 1935.
11. Р е з н и ч е н к о В., Южный Алтай и его оледенение, ИГО, 50, 1—2, 1914.
12. Р е з н и ч е н к о В., Ледниковая группа Мустау, ИГО, 46, 1910 (1911).

13. Толмачев И. П., О следах ледникового периода в Кузнецком Алатау, Тр. СПб. Общ. естеств. 3, вып. 1, 6, 1902, протоколы.
14. Эдельштейн Я. С., Геоморфологический очерк Минусинского края, Тр. Инст. геогр. АН СССР, 22, 1936.
См. также ч. II, гл. 2, № 4.

Глава 5.

ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР.

Соотношения общеклиматического, тектонического и геоморфологического факторов.

Рисунок 83 изображает различные возможные случаи оледенения горной страны. Последняя, в интересах простоты, представлена в виде конической или трапециевидной вершины.

Общеклиматический фактор. Ряд первый рисует случай, когда горная страна стабильна и размеры оледенения меняются в зависимости от общих изменений климата, захватывающих большие участки земной поверхности (общеклиматический фактор). Первоначальная картина оледенения дана на фигуре 1. Оледенение незначительно, так как горы превышают снеговую линию (горизонтальная черта) на незначительную величину, которую назовем *положительной разностью оледенения* (К а л е с н и к). Фигура 2 в том же ряду изображает увеличение оледенения под влиянием понижения снеговой линии. Высота снеговой линии над уровнем моря и подошвой гор уменьшится по сравнению с первоначальной на величину $h-h_1$, которая дает численное выражение *действительной депрессии снеговой линии*. Положительная разность оледенения увеличится на число метров, равное депрессии снеговой линии ($h-h_1=R_1-R$). Возрастет площадь фирна в горах, что вызовет увеличение размеров ледников, концы которых опустятся ниже к подошве гор ($a > a_1$). Страна вступит в ледниковую эпоху. Наступление ледниковой эпохи скажется и в низинах (у подножия гор, даже если ледников там и не образуется), так как причина оледенения лежит в общем изменении климата, которое отразится и на климате гор, и на климате низин. Наконец, фигура 3 изображает последующее исчезновение оледенения в результате того, что снеговая линия поднялась над вершиной гор.

Разобранный случай отвечает взглядам Пенка и Брикнера на причины оледенения Альп. Так же рисуют большинство исследователей развитие оледенений в других горных районах.

Однако такой случай мыслим только в теории, так как он предполагает полную неподвижность гор в течение всей эпохи оледенения.

Тектонический фактор. Второй ряд рисует случай, когда снеговая линия стабильна и размеры оледенения меняются в зависимости от вертикальных движений горной страны, вызванных тектоническими процессами.

Фигура 1 дает исходное положение, причем размеры оледенения показаны такими же, как на фигуре 1 в ряду I (положительная разность оледенения в обоих случаях одинакова). На фигуре 2 размер

оледенения точно такой же, как на фигуре 2 в ряду I. Но на чертеже видно, что в том случае, который мы сейчас разбираем, оледенение произошло при неизменном высотном положении снеговой линии, исключительно за счет увеличения абсолютной высоты гор. Депрессия снеговой линии, если мы станем ее вычислять, как это делают обычно, будет той же самой, что в первом случае. Почти полная тождественность признаков древнего оледенения и его размеров в обоих разобранных случаях ¹ может создать ошибочное представление, что и причины, вызвавшие внешне сходный результат, тождественны.

На преждевременность такого заключения указал впервые А м п ф е р е р в 1912 г. Возражая П е н к у, он обратил внимание, что депрессия снеговой линии в ледниковое время в Альпах может быть с равным успехом объяснена двумя различными способами: 1) действительным понижением снеговой линии по сравнению со стабильными горами (общеклиматический фактор), как это принимал П е н к, и 2) повышением гор относительно стабильной снеговой линии (тектонический фактор). Депрессия снеговой линии в данном случае кажущаяся. Назовем ее *относительной*. Эти два случая позднее (1924) были указаны и К а л е с н и к о м, который соответственно им различает пассивное (1-й случай) и активное (2-й случай) оледенение.

В последние годы собрано много фактов, указывающих на большое четвертичное тектоническое преобразование рельефа. Поэтому вышеприведенные соображения представляют собой большее, чем теоретически мыслимую возможность. В Альпах, на Кавказе и, с меньшей определенностью, на Памире выделяют ранние третичные ледниковые эпохи. В это время равнины еще не вступили в ледниковую эпоху. Это служит доказательством того, что ранние оледенения гор вызваны были тектоническими движениями, поднимающими горы выше снеговой линии, которая не испытала заметного опускания.

Существование разобранных выше причин древнего оледенения гор обособленно друг от друга мыслимо только в теоретическом и намеренно упрощенном рассуждении. В действительности они сочетались. Поэтому было бы чрезмерно упрощенным считать, что в одних случаях древнее оледенение вызвано было только общеклиматическим, в других — тектоническим фактором. Правильнее такая формулировка: преобладание одного из факторов, причем доля участия того и другого в древнем оледенении при данном уровне наших знаний не может быть выражена каким-либо численным коэффициентом. Так, для позднечетвертичного оледенения Альп и Кавказа есть основание предполагать, что главную роль в оледенении имели общие изменения климата, а горы были более или менее стабильны. Главное доказательство этого — четвертичное оледенение более стабильных участков земной коры — равнин.

Геоморфологический фактор. Если рельеф двух горных районов различный, изменение размеров оледенения будет различным, даже

¹ В первом случае ледники будут несколько больше, а концы их — спускаться ниже, чем во втором случае, вследствие общего понижения температуры, вызвавшего ослабленное таяние льда.

при одинаковой величине общеклиматического и тектонического факторов (геоморфологический фактор).

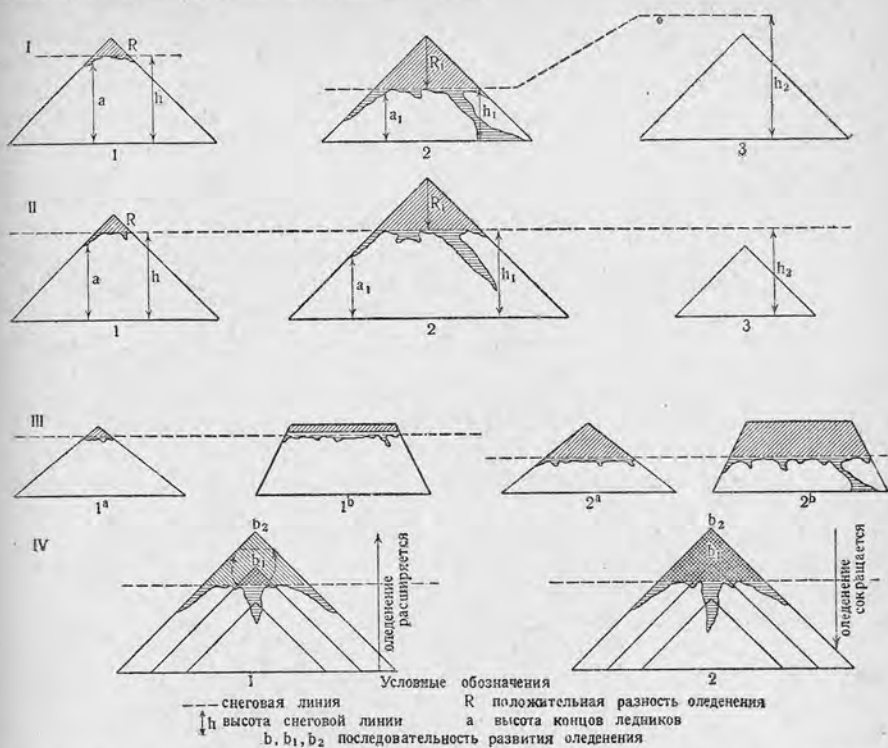


Рис. 83. Соотношение общеклиматического, тектонического и геоморфологического факторов.

Поясним это графически (рис. 83, ряд III). В результате одинакового размера изменения высоты снеговой линии (безразлично, действительного или относительного) и одинаковой разности оледенения, оледенение плосковерхой вершины возрастет сильнее, чем островерхой вершины. Это произойдет потому, что площадь фирна в первом случае будет больше, чем во втором, а размер ледников зависит и от площади фирна. Если от плосковерхой вершины отходят глубоко врезанные долины, могущие служить удобными отводными каналами для ледяных масс, образуются огромные отдельные долинные ледники, которые будут спускаться сравнительно низко.

Пример — Алтай: плоские высокие поверхности, обширное древнее оледенение.

Тектоника в истории оледенения гор.

Остановимся на динамике развития оледенения под влиянием тектонического фактора. Как взаимно расположатся следы различных ледниковых эпох (или стадий одной эпохи), если: 1) страна поднимается; 2) страна неподвижна; 3) страна опускается?

Действительное положение снеговой линии остается неизменным, то есть общих изменений климата не происходит (рис. 83, ряд IV).

1. Первоначально вершина гор лежит ниже снеговой линии, то есть обладает отрицательной разностью оледенения. Горы поднимаются затем над снеговой линией, и в следующий отрезок времени вершина находится в точке b_1 . Образуются небольшие ледники, которые опускаются ниже снеговой линии. Поднятие продолжается, а вместе с ним увеличивается положительная разность оледенения. При положении вершины в b_2 площадь фирна и длина ледников будут уже значительно больше, чем в b_1 . Так как действительное положение снеговой линии не изменится, ледники будут начинаться на прежней абсолютной высоте, равной высоте снеговой линии. Поэтому удлинение ледников вызовет значительное опускание их концов по сравнению со стадией b_1 . Старые морены (b_1) будут перекрыты и стерты моренами молодыми (b_2). Отсюда проистекает такая закономерность:

В горной стране, испытывающей поднятие, старые морены перекрыты молодыми и стерты. В такой горной стране морены всех ледниковых эпох (стадий), которые предшествовали последнему, будут уничтожены. Хорошо будут выражены только морены последней ледниковой эпохи.

2. Если горная страна стабильна и действительная депрессия снеговой линии также отсутствует, очевидно, что размеры оледенения не изменяются, почему этот случай и не нуждается в дальнейшем рассмотрении.

3. Если горная страна понижается, размеры оледенения сокращаются. Так как действительного изменения высоты снеговой линии произошло, ледники начинаются на неизменной абсолютной высоте, но концы в каждую следующую эпоху оледенения (или стадию) укорачиваются и заканчиваются на все большей высоте над уровнем моря. Оледенение всё сокращается, и морены разных эпох сокращаются.

Таким образом, если в горной долине есть морены разного возраста, указывающие на сокращение размеров оледенения, это может служить доказательством понижения горной страны или действительного повышения снеговой линии, вообще — уменьшения положительной разности оледенения.

Стадиальные морены, образовавшиеся после максимума последнего оледенения в Альпах и на Кавказе, показывают, что оледенение было устойчиво, но с отдельными перерывами сокращалось в размерах. Положительная разность оледенения уменьшалась, то есть 1) горная страна понижалась, 2) снеговая линия повышалась, 3) или соотношение обоих движений вызывало уменьшение разности оледенения. Такое расположение морен не дает права считать, что горная страна поднималась.

В западном Тянь-Шане Махачек нашел следы только одной эпохи оледенения. Он не вывел из этого заключения, что эпоха оледенения была только одна, а сделал правильное предположение, что горы в четвертичное время поднимались и морены более ранних эпох оледенения были стерты и перекрыты моренами последнего оледенения.

Климат в истории оледенения гор.

Остановимся еще на характере изменений климата (изменения общеклиматического фактора), отразившихся на древнем оледенении.

Положение современной и древней снеговой линии в различных горных районах. Рисунки 84 и 85 показывают, как располагается современная и древняя снеговая линия: 1) на Кавказе и в Ср. Азии; 2) по меридиональному разрезу — главным образом в Кордильерах и Андах.

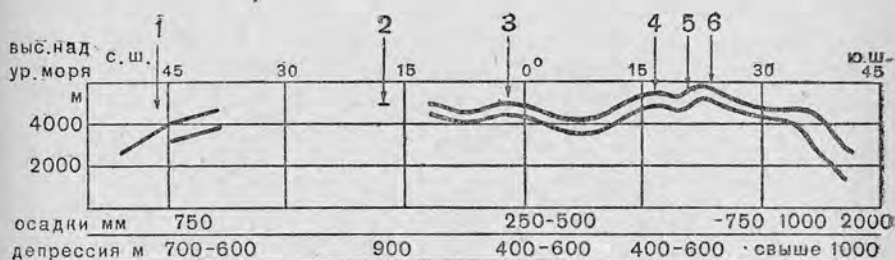


Рис. 84. Современная и древняя снеговая граница в Кордильерах (по Клютте).



Рис. 85. Современная и древняя снеговая линия в Альпах, на Кавказе и Памире.

1. Чрезвычайно важен в теоретическом отношении тот факт, что древнее оледенение известно на экваторе: в Африке — на горах Кения, Килиманджаро, Рувензори и Эглон и в Андах Южной Америки — в Перу и Боливии.

Таким образом, физико-географические изменения в ледниковый период захватили оба полушария и экватор, то есть были *повсеместны*.

2. Современная снеговая линия лежит в различных широтах на различной высоте, соответственно широтной климатической зональности. Она повышается от высоких широт обоих полушарий к югу, достигает наивысшего положения над субтропиками и тропиками и несколько понижается над экватором. Например, в Альпах, находящихся в зоне умеренных широт, снеговая линия лежит ниже, чем в горах субтропиков Средней Азии.

Древняя снеговая линия (последней эпохи оледенения) повторяет ту же картину, но еще усиливает ее: в районах, где снеговая линия лежит сейчас высоко, депрессия снеговой линии была мала (например Тянь-Шань); в районах, где снеговая линия лежит низко, депрессия была велика (Альпы, Скандинавские горы). Физико-географические отличия *сохранились* и даже *усилились*.

Снеговая линия и континентальность климата. Из приведенных схем видно, что депрессия снеговой линии больше в районах современного морского и меньше — в районах континентального климата.

Подтвердим это, сравнив Альпы и Кавказ с Тянь-Шанем и Памиром. Снеговая линия поднимается к востоку, и климат гор в этом направлении делается континентальнее. Например, лето теплее на большой высоте на Памире, чем на Кавказе и особенно в Альпах.

	Высота в м	Температура июля в °С
Альпы	2000	10
Кавказ	2000	10—14
Памир	3640	13,0 ¹

В том же направлении осадки на высоте снеговой линии уменьшаются.

		Высота (м)	Осадки за год (мм)	
Альпы	{	Зонблик	3100	1750
		Баригардин	2073	2148
Кавказ	{	Клухорская тропа	1800	2124
		Крестовский перевал	2380	1693
		Гуниб	2352	248
Тянь-Шань	{	Ледник Петрова	3600	286,3
		Хорог	2080	191
Памир	{	Мургаб	3640	60

Итак, на Памире снеговая линия лежит сейчас выше, чем в Альпах, потому что: 1) осадков выпадает в несколько десятков раз меньше; 2) температура летних месяцев довольно высока и благоприятствует таянию выпавшего снега.

Указанная зависимость высоты положения современной снеговой линии от степени континентальности климата может быть распространена и на время последнего оледенения. Вне всякого сомнения, климат гор Азии, находящихся внутри обширного континента, остается в четвертичное время неизменно континентальнее климата Альп.

Таким образом, можно считать достаточно выясненными причины различного высотного положения снеговой линии не только в современную нам, но и в ледниковую эпоху.

Остается осветить причину, почему колебания высоты снеговой линии были во время древнего оледенения еще резче современных, или, другими словами, почему в последнюю ледниковую эпоху де-

¹ Цифра не вполне сравнимая с предыдущими, так как характеризует нагорье.

прессия снеговой линии была меньше в континентальных районах, чем в морских.

Снеговая линия понизилась в Альпах на 1200 м, а в Тянь-Шане — на 700 м. На новом уровне, до которого спустилась снеговая линия, температура (t_1) должна быть иной, чем на первоначальном уровне (t), и может быть определена по формуле:

$$t_1 = t + (a - b),$$

где a — повышение температуры с уменьшением высоты; b — общее понижение температуры поверхности Земли; a было больше для Альп, чем для Тянь-Шаня, b — одинаковым. Считая увеличение температуры равным $0,5^\circ$ на 100 м уменьшения высоты, получим для Альп повышение температуры у новой снеговой линии равным ($6 - b$), в Тянь-Шане меньше ($3,5 - b$).

Но снеговая линия проходит там, где снежных осадков выпадает за год столько же, сколько их стаивает, и сравнительно большая депрессия снеговой линии была необходимой, чтобы вызвать значительное повышение температуры у этой последней и сохранить упомянутое только что равновесие в условиях обильных альпийских снегопадов. Большая величина погружения снеговой линии в Альпах по сравнению с Тянь-Шанем была неизбежным результатом известной закономерности, согласно которой снеговая линия в горах лежит тем ниже, чем больше выпадает снега.

Изменение циркуляции атмосферы. Пенк и Брикнер пришли к выводу, что древнее оледенение Альп было вызвано понижением температуры лета, осадков же выпадало немногим больше, чем сейчас. Очень скоро этот вывод стали рассматривать как своего рода общий закон, под который стали подводить причины, определяющие древнее оледенение Кавказа и Тянь-Шаня. Но недавно английские климатологи Брукс (Brooks) и Симпсон (Simpson) указали, что небольшое количество осадков и понижение температуры Альп в течение ледникового периода, которые установили Пенк и Брикнер, были неизбежным следствием близости Альп к Европейскому ледниковому покрову, охлаждающее влияние которого распространялось далеко к югу. Правильность этого заключения несомненна, так как данные советских арктических исследователей показали, что даже влияние сравнительно небольших изменений ледовитости Сев. Ледовитого океана распространяется на юг на расстояние свыше 2000 км и достигает в настоящее время Альп и степной полосы Европейской части СССР. Влияние ледникового покрова было двояким: 1) понижение температуры и 2) уменьшение количества осадков вследствие распространения к югу антициклонального режима, господствовавшего над покровом льда.

Таким образом, вывод Пенка и Брикнера правилен, но только в отношении Альп, а не имеет еще силы общего палеоклиматического закона.

Перейдем к Кавказу и Средней Азии. Основные черты атмосферной циркуляции в настоящее время следующие: севернее Кавказа и Казахстана проходит полоса высокого давления, которая была названа В о е й к о в ы м большой осью материка.

Большая ось материка представляет часть субтропического пояса высокого давления, значительно отклоненного к северу в Восточной Европе и Азии. В Средней Азии, находящейся южнее, преобладают ветры с севера, от области высокого давления. Эти ветры напоминают по своему происхождению пассаты. Они захватывают невысокий слой атмосферы, всего около 500 м. Выше господствует обратный ток воздуха, направленный с юга, юго-востока и запада и восполняющий воздушные массы, стекающие от области высокого давления к югу. Это воздушное течение является антипассатом. Оно установлено наблюдениями на горных станциях, подъемами шаров-пилотов и регистрацией направления движения облаков. Горы Средней Азии и, вероятно, Кавказа находятся под влиянием его воздействия и питаются связанными с ним осадками.

Такова современная картина. В течение ледниковой эпохи антипассатное воздушное течение усилилось: высокие широты были сильно охлаждены ледниковыми покровами. Разница температуры между севером и экватором увеличилась; это отразилось на увеличении разницы давления. В высоких широтах вплоть до субтропиков давление возросло; ускорился отток воздуха к экватору. Поэтому ускорилось и компенсирующее его течение — антипассат. Горы получили в единицу времени больше влаги и одновременно испытали некоторое охлаждение. Это должно было вызвать увеличение размеров ледников.

Можно предположить, что и в нижнем слое атмосферы произошло увеличение количества водяного пара: в Средиземном море, северной Сахаре, советской Средней Азии описаны многочисленные следы былого, более значительного, обводнения (см. ч. IV) — исчезнувшие озера, сухие речные русла и т. д. Период обводнения носит название *плювиального* (дождливого). В настоящее время нечто похожее мы имеем в Средиземье в зимнюю половину года — период дождей.

Причиной зимнего обильного выпадения осадков являются циклоны, которые зимой (особенно когда образуется много льда в Сев. Ледовитом океане) идут южнее, чем летом, и захватывают Средиземное море. Циклоны под влиянием сильного зимнего охлаждения высоких широт и вызываемого им повышения давления отклоняются к югу.

В течение ледниковой эпохи высокое давление в северных широтах — ледниковый антициклон — представляло устойчивое явление. Циклоны должны были двигаться южнее Альп, то есть на широте Средиземья — Кавказа — Средней Азии, постепенно теряя влагу при движении к востоку. Встречая на своем пути горные преграды, они несли влагу в горы.

Таким образом, главной непосредственной причиной оледенения Кавказа и гор Средней Азии было увеличение осадков. Альпы, располагавшиеся близко от края ледникового покрова, не испытали аналогичного изменения осадков. Ледниковый период в Альпах был вызван понижением температуры. Но для влажного климата Альп понижение температуры было достаточным, чтобы вызвать значительное увеличение размеров ледников. Для более сухого климата Кавказа — Средней Азии решающим было увеличение количества осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

1. В течение древнего оледенения основные черты распределения ледников в горах были теми же, что в настоящее время, но контрасты еще более усилились. В областях с влажным климатом, где сейчас оледенение гор значительное, ледники выросли сильнее, а снеговая линия опустилась на более значительную величину, чем в континентальных горных районах. Та же зависимость отмечена была в ч. II для оледенения равнины.

2. Причины сохранения и обострения физико-географических отличий последней ледниковой эпохи гор Евразии были главным образом следующие:

В Альпах оледенению способствовало понижение температуры, вызванное близостью Европейского ледникового покрова, на Кавказе, в Тянь-Шане и Памире оледенению способствовало увеличение осадков, в связи с перемещением путей циклонов к югу и ускорением атмосферной циркуляции.

3. Причины изменений размеров ледников в горах в конце плиоцена были главным образом тектонические.

4. В Альпах, на Кавказе, в Тянь-Шане, на Памире оледенение повторялось в конце плиоцена и второй половине четвертичного периода.

Литература.

1. Brooks E. P., Climate through the ages, London 1926.

См. также ч. II, гл. 2, № 10; гл. 8, № 3; ч. III, гл. 1, № 5; гл. 3, № 18.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВНЕЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНОВ И НАКОПЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.

В настоящем разделе будут рассмотрены главные изменения в рельефе поверхности внеледниковых районов СССР в четвертичный период и установлены причины этих изменений. Так как параллельно с изменением рельефа происходило накопление в большинстве районов континентальных отложений, последние также будут здесь охарактеризованы.

Внеледниковые районы, то есть районы, не охваченные древним оледенением и не сложенные водно-ледниковыми отложениями, занимают большую часть площади СССР. К ним принадлежат: 1) в Европейской части СССР низкие горы, плато и возвышенные равнины — Вольно-Подольское, Средне-Русская, Донецкая, Приазовская, Приволжская, Заволжская, средний и южный Урал, Крым; 2) в Азиатской части СССР — Западно-Сибирская (южная часть) и Туранская низменности; Предуральское и Приаральское (Тургайское) плато, Устюрт; Центрально-Казахский мелкосопочник; южная Сибирь и Приморье.

По своему географическому положению, геоструктуре, геологической истории и рельефу эти районы весьма разнообразны. По общему комплексу геоморфологических признаков среди них можно различать три главных группы. Первые две составляют возвышенные равнины, плато и низогорные районы. Характерной особенностью истории этих районов в четвертичный период было преобладание процессов эрозионного характера, по преимуществу размыва. К первой группе относятся средне- и низогорные районы: Урал, Казахский мелкосопочник, часть Приморья. Характерной чертой геоморфологического развития этих районов является длительный мезо-кайнозойский процесс эрозионного размыва и выравнивания, осложненный циклами тектонических движений и фазами омоложения рельефа.

Ко второй группе относятся возвышенные равнины и плато, с менее длительным, преимущественно кайнозойским, эрозионным процессом, также осложненным, но в меньшей мере, тектоническими движениями. Для южных районов этой группы было характерно наложение на эрозионные процессы циклов аридной денудации.

К третьей группе внеледниковых районов СССР относятся низменные равнины: Западно-Сибирская (в южной части) и Туранская низменность, подгорные равнины. Характерной чертой их развития в четвертичный период и ранее был местный размыв и широкая покровная аккумуляция субаквальных отложений. Главным образом на юге она осложнялась аридной денудацией (дефляцией).

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ.

Общие черты новейшей геологической истории внеледниковых районов СССР, для разных их групп, были, таким образом, отличны. Это делает необходимым в вводной главе настоящего раздела кратко рассмотреть некоторые существенные закономерности континентального денудационного и аккумулятивного процессов, в различной географической и геологической обстановке.

Поэтому главными темами этой главы будут:

1. Некоторые закономерности развития эрозионного рельефа возвышенных равнин, плато и низкогорных районов.
2. Некоторые закономерности аллювиально-аккумулятивных процессов на низменных и подгорных равнинах.

Некоторые закономерности развития эрозионного рельефа возвышенных равнин, плато и низкогорных районов.

В основу рассмотрения этих закономерностей мы должны положить схемы и положения, разработанные Дэвисом (Davis), Павловым и В. Пенком (W. Penck).

Среди высказанных ими положений наиболее важное значение для последующего изложения имеют следующие: 1) морфологические особенности эрозионного рельефа, свидетельствующие о достижении им определенных стадий размыва; 2) морфологические комплексы, характеризующие процессы вторичного размыва ранее созданных форм; 3) условия, способствующие вторичному размыву древних форм, а также сохранению последних на более или менее длительный срок; 4) условия и формы накопления континентальных отложений на поверхности районов, подвергающихся эрозионному размыву.

Рассмотрим последовательно эти вопросы.

Типы эрозионного рельефа.

Первичной равниной, или плато, с примитивными юными формами эрозионного расчленения мы будем называть районы со следующими морфологическими особенностями. Основные междуречные площади представлены поверхностью древней равнины не эрозионного происхождения. Отчетливо выражено лишь придолинное расчленение эрозионного типа — преимущественно овражно-балочной сетью. В противоположность этим районам не эрозионного происхождения, собственно *эрозионными районами* мы будем называть районы с преобладанием форм, созданных эрозией. Весьма часто в пластике поверхности таких районов формы эрозионные сочетаются с формами другого генетического типа, формами дефляции, аллювиальной или субаэральной аккумуляции, карста и т. д. Это дает основание отличать собственно эрозионные районы от эрозионных *районов смешанных* (эрозионно-дефляционных, эрозионно-карстовых и т. д.). Подобный комплекс форм возникает в результате наложения или совмещения различных фаз развития рельефа. От смешанных эрозионных районов мы будем отличать *эрозионные районы, погребенные*

под тем или иным покровом отложений. На территории СССР мы встречаем древние эрозионные равнины, погребенные под покровом субаэральных песков (северные Кара-Кумы, северные Кызыл-Кумы), ледниковых отложений или лёссов. Несмотря на более или менее сплошное распространение покрова этих отложений, эрозионные формы погребенной поверхности сохраняют известное отражение на современной и существенно влияют на условия накопления континентальных отложений и развитие нового рельефа. Собственно эрозионные районы можно разделить на элементарные и сложные.

Элементарными эрозионными районами будем называть те районы, эрозионные формы которых относятся приблизительно к одной возрастной генерации. *Сложными эрозионными районами* — те районы, отдельные элементы в строении поверхности которых обладают различным возрастом. Иначе говоря, в тип сложных эрозионных районов включаются районы с весьма определенно выраженными, как в долинах, так и в пределах междуречий, формами, созданными в течение нескольких циклов эрозии.

Элементарные эрозионные районы возможно разделить на генетические типы по степени размыва и аккумуляции. Можно различать *элементарные эрозионные равнины* с нормально развитыми, так называемыми «зрелыми», формами. В зависимости от геологического строения эти формы могут обладать различными очертаниями. По этому признаку различают: 1) эрозионные районы, сложенные однообразной в литологическом отношении толщей пород, характеризующиеся мягкими, увалисто-холмистыми формами; 2) районы, сложенные слоистой толщей пород, горизонтально залегающей или полого-наклонной (*эрозионно-скульптурный тип*); 3) районы, сложенные слоистой толщей сильно дислоцированных пород (*эрозионно-структурный тип*).

Эрозионно-скульптурный тип характеризуется обычно развитием денудационных террасовидных ступеней и останцов, отмечающих выходы более плотных пород. Таковы районы Приволжской возвышенности, Предуральского плато. Эрозионно-структурный тип обладает обычно более сложной морфологией. Одним из примеров подобного типа рельефа может быть куэстовый рельеф.

От элементарных эрозионных районов с нормальными формами отличают *районы пенеппенизированные*, подвергшиеся предельному эрозионному выравниванию. Наиболее характерными элементами эрозионной почти-равнины (пенепплена) являются; основные полого-волнистые площади междуречий — основная, или остовная, поверхность (Rumpfläche); островные эрозионные останцовые возвышенности (Inselberg); слабо врезанные речные долины и лоцины с чистыми формами перехватов, открытых долин, с старицевыми ложбинами. Примером пенепплена могут служить отдельные участки центрального Казахстана.

Сложные эрозионные районы могут характеризоваться присутствием элементов различного типа (сыртовых, эрозионно-скульптурных, эрозионно-структурных, пенеппенизированных и т. д.), в разной степени выраженных и сохранившихся. Одним из наиболее сложных и смешанных типов эрозионного рельефа является рельеф средних и высоких гор.

Итак, в настоящей работе принята следующая система разделения и наименований эрозионных районов.

I. Первичные равнины (плато) с примитивными формами эрозионного придолинного расчленения.

II. Собственно эрозионные районы.

A. С элементарным эрозионным рельефом.

1. С преобладанием нормально развитых форм.

а) Увалисто-холмистый тип (сыртовый).

б) Эрозионно-скульптурный тип.

в) Эрозионно-структурный тип.

2. С преобладанием форм предельного выравнивания.

Б. С сложным эрозионным рельефом (формами различных возрастных генераций).

III. Смешанные и погребенные эрозионные районы.

Древние формы в строении сложных эрозионных районов.

Среди различных типов эрозионных районов большой интерес как объект геоморфологического анализа представляют сложные эрозионные районы. Было отмечено, что эти районы благодаря сочетанию различных форм отражают смены циклов эрозии. Формы, созданные в течение древних эрозионных циклов, являются в них реликтовыми. Степень их выраженности в пределах междуречий бывает различна.

Среди древних форм наибольшее внимание всегда привлекали так называемые древние поверхности выравнивания (древние пенеплены). Условия, при которых древние поверхности выравнивания могут сохраняться более или менее длительное время, указаны В. Пенком. Эти условия лучше всего осуществляются при образовании предгорных ступеней, или предгорных лестниц (Piedmonttrep-

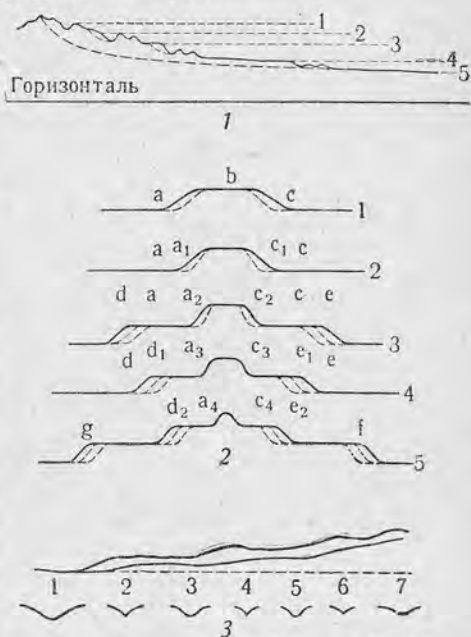


Рис. 86. Схема образования «предгорной лестницы» (по В. А. Варсанюфевой).

1. Схематическое изображение «предгорной лестницы» с 5 поверхностями выравнивания (цифры 1—5).

2. Схема образования «предгорной лестницы».

1) Участок abc , приподнятый над окружающей равниной.

2) Постепенный размыв возвышенности с образованием поверхности выравнивания aa_1 и cc_1 .

3) Вторичное поднятие массива. Образуются: центральный массив a_2c_2 , верхняя предгорная ступень aa_2 , c_2c и новый уступ ad и ce .

4) Постепенный размыв создает поверхность нижней предгорной ступени d_1d и e_1e .

5) Новое поднятие массива; оформляется средняя предгорная ступень d_2g и e_2f , и новый эрозионный уступ по ее окраине (g и f).

3. Изменение продольного и поперечного профиля долин при переходе от одной ступени «предгорной лестницы» к другой (1, 3, 5, 7—участки долин в пределах поверхности выравнивания; 2, 4, 6—участки долин в месте врезов в уступы, отделяющие поверхности выравнивания).

предгорных лестниц (Piedmonttrepren). Подобная лестница состоит из ряда поверхностей вы-

равнивания, или остовных поверхностей (Rumpfläche), отделенных друг от друга эрозионными уступами. Как показывает исследование В. Пенка, предгорные лестницы образуются при многократных поднятиях или поднятиях с изменяющейся скоростью. Это подтверждено наблюдениями в средней и южной Германии, северном Урале и др. Схема образования «предгорной лестницы» изображена на рисунке 86. Из этой схемы видно, что предгорная лестница состоит из ряда более или менее выравненных (в окраинной части вторично расчлененных) поверхностей, расположенных кулисообразно. «Характерным для такой системы будет чередование снизу вверх форм рельефа, указывающих на нисходящее и восходящее



Рис. 87. Мелкосопочник центрального Казахстана (фото Варламова).

развитие. На сохранившихся участках поверхности ступеней мы будем видеть мягко очерченные долины и островные горы с выгнутыми склонами. Наоборот, в тех долинах более низкого уровня, которые расчленяют эти ступени, могут быть ярко выражены формы восходящего развития, то есть крутые, выпуклые склоны...» (Варсановьева). Эта характерная смена форм хорошо выражена в продольных и поперечных профилях долин рек, пересекающих предгорную лестницу. Долина будет обладать различным падением и формой профиля в тех участках, где она пересекает поверхность ступени или уступы, отделяющие эти ступени.

Итак, сохранение в рельефе эрозионного района древнего пенеплена (древней поверхности выравнивания) происходит в большинстве случаев вследствие обширных по площади эпейрогенических поднятий. Амплитуда и скорость поднятия, с одной стороны, и возраст пенеплена, с другой, являются наиболее важными условиями «консервации». Значительная амплитуда и скорость поднятия, опережающие эрозионный размыв, способствуют отрыву от основных базисов эрозии поверхности поднявшегося массива. В результате

поднятия возникает вторичный размыв древнего пенеplена, распространяющийся (регрессивная эрозия) от крупнейших долин. Размыв (деструкция) поверхности древнего пенеplена в придолинных участках проходит через стадии обычного, нормального эрозионного рельефа (примитивные формы — формы зрелые и т. д.). В сложных эрозионных районах, сложенных плотными и более или менее однородными породами, подобная деструкция часто формирует придолинные зоны *мелкосопочника*.¹ Они широко развиты в центральном Казахстане, Южном Урале, Кизыл-Кумах и т. д. Перерыв эрозионного цикла может, однако, наступить и до формирования пенеplена. Он может быть вызван как поднятием страны, так и понижением абсолютных базисов эрозии. Оба явления будут отмечены образованием древних террас в долинах. Формы водоразделов усложнятся и здесь появятся в частности резкие перегибы склонов. Они создадут элемент террасовости в строении водоразделов, не связанной или только отчасти связанной с выходами плотных пород. Непосредственной причиной развития террасовых уступов в этом случае служит возникновение в пределах междуречий дополнительных базисов денудации (поверхностей древних террас и связанных с ними уровней). Подобные террасовидные ступени наблюдаются в Поволжье.

Развитие эрозионного рельефа и накопление континентальных отложений.

Известно, что развитие эрозионного рельефа — расчленение и снижение водоразделов — сопровождается накоплением в долинах аллювиальных отложений, а на образующихся склонах толщ — континентальных отложений. Павлов назвал последние отложения делювием. Он же подчеркнул зависимость состава и сложения делювия от состава пород, слагающих водоразделы, а также от климатических условий. В частности был отмечен лёссовидный (пылеватый, известковый) характер делювиальных отложений в степных и пустынно-степных областях. Бергом, позднее Ганссеном и Мюнхсдорфером, было дано широкое толкование этому явлению. Лёссовидность делювия степных областей объяснялась элювиальным почвенным процессом «облессования», свойственным ариднему климату. Этот вопрос подробнее разбирается ниже.

Во влажных климатических условиях делювиальные отложения не имеют лёссовидного характера. В условиях влажного и умеренно-теплого климата они обычно представлены некарбонатными бурями глинами, суглинками и супесями. В пустынных условиях, а также на севере, особенно при размыве плотных, коренных пород, в составе делювия появляется щебень. Пустынные делювии, кроме того, засолены. Делювий субтропических районов представлен тяжелыми, глинистыми продуктами рыжего или красноватого цвета.

Мощность делювиальных отложений обычно колеблется от 1—2 м до 10 м и более. Наиболее мощные делювиальные отложения, естественно, свойственны пенеplенам и сложным эрозионным районам. В последнем случае мощность делювиальных отложений особенно

¹ В развитии мелкосопочника, кроме этих процессов вторичного размыва, существенное значение, по видимому, имеют некоторые специфические явления аридного выветривания.

возрастает. Павлов для Приволжья указывает мощность делювия в несколько десятков метров. Это объясняется тем, что при поднятиях района и процессах обновления рельефа путем вторичного размыва переотлагаются и аккумулируются в новых депрессиях как новые, так и старые толщи делювия. Наряду с делювиальными отложениями эрозионные районы могут обладать довольно мощными аллювиальными отложениями в долинах. Наибольшая мощность аллювиальных отложений будет также свойственна сложным эрозионным районам.

Погребенные почвы в аллювиальных и делювиальных отложениях.

Известный интерес представляют обычно встречающиеся в строении аллювиальных и делювиальных отложений погребенные почвы. Погребенные почвы указывают на фазу перерыва в накоплении делювия и аллювия. С ними весьма сходны, особенно после диагенетических изменений, слои делювия, обогащенные смытым гумусом. Стратиграфическое значение этих образований совершенно различно. Делювий, обогащенный гумусом, не указывает на перерыв в аккумуляции. Однако стратиграфическое значение и собственно погребенных почв весьма ограничено. Фазы перерывов в аккумуляции делювиальных отложений могут быть вызваны причинами местного характера и возникать в результате перемещения областей сноса и аккумуляции в процессе естественного развития долинной сети. Возможны, понятно, причины и более общего характера, например изменение климатических условий или смены циклов эрозии, обуславливающие изменения в скорости накопления делювия.

При значительном замедлении скорости накопления поверхности склонов могут покрыться полно развитыми почвами.

Погребенные почвы в аллювиальных террасовых отложениях обычно характеризуются линзовидным залеганием. Это вполне естественно, поскольку процессы аккумуляции отложений протекают в долинах в весьма динамической обстановке. Накопление и размыв (переотложение) здесь постоянно сменяют друг друга. Это обусловлено как постоянными (вековыми и сезонными) изменениями в водном режиме рек, так и миграцией русел и передвижением меандров вниз по течению. Наибольшая выдержанность погребенных почв характеризует дельтовые аллювиальные отложения.

Несомненное стратиграфическое значение приобретают погребенные почвы в аллювиальных отложениях при погребении террас под толщами позднейшего аллювия или делювия. Однако и в этом случае погребенные почвы не сохраняют идеальной выдержанности. Процессы вторичного размыва, как правило, нарушают сплошное распространение почв.

С погребенными почвами в аллювиальных отложениях сходны пойменные осадки, обогащенные гумусом. Стратиграфическое значение этих образований, понятно, совершенно различно.

Все сказанное свидетельствует о необходимости весьма тщательного изучения погребенных почв и осторожной оценки их стратиграфического значения. Часто стратиграфическое значение погребенных почв в аллювиальных и делювиальных отложениях переоценивается.

Некоторые закономерности аккумулятивных процессов на низменных и подгорных равнинах. Аллювиальные равнины внутриконтинентальных низменностей.

При теоретическом и практическом рассмотрении развития эрозионных ландшафтов обычно исходят из анализа развития долинной сети и рельефа водораздельных площадей в пределах возвышенных равнин, плато или гор. Возможно, однако, рассмотрение развития речной сети и эрозионного рельефа в пределах первичных низменностей. Эти первичные, например приморские, низменности могут обладать весьма пологими углами наклона. В условиях влажного климата на поверхности такой равнины возникнет и разовьется речная сеть. Эта сеть, однако, с самого начала своего образования будет обладать чертами «дряклости». Для нее окажутся характерными замедленное течение речных потоков, тенденции к боковому блужданию, незначительные стимулы к линейному размыву. При более или менее стабильной тектонической обстановке и устойчивых базисах эрозии, эволюция подобной равнины в сторону значительной перестройки ее морфологических признаков будет весьма ослаблена. Развитие рельефа равнины будет протекать медленно. Наиболее характерной чертой развития будет широкое блуждание медленно текущих рек, поверхностный размыв пород, слагающих равнину, покровное накопление маломощных продуктов размыва и переотложения. Поверхность равнины со временем обогатится формами аллювиально-аккумуляционного типа, частью редуцированными, частью размытыми и погребенными вследствие блуждания. Подобная равнина с самого начала своего континентального существования приобретет характер аллювиально-аккумулятивной равнины. Широкие плоские долины с неопределенными очертаниями и низменные междуречья составят наиболее характерные элементы ее строения. Большая протяженность, небольшая абсолютная высота, пологие уклоны, своеобразные черты современной гидрографии, малая мощность аллювиальных отложений, обладающих покровным залеганием, — составят наиболее характерные географические особенности такой аллювиальной равнины. Мы называем эти равнины *аллювиальными равнинами внутри континентальных низменностей* и отличаем этот тип аллювиальных равнин от вышеописанных долинно-зандровых равнин и приморских террас-дельт. Примером современной и древней аллювиальной равнины внутри континентальной низменности является средняя часть Западно-Сибирской низменности.

Подгорные аллювиальные (пролювиальные) равнины.

Другим типом аллювиальных равнин являются равнины подгорные, расположенные у подножия крупных горных сооружений. Подгорные аллювиальные равнины образуются путем слияния друг с другом конусов выноса в сухих странах или дельт рек, стекающих по горным склонам, — во влажных. Согласно Павлову, первый тип подгорных равнин может быть назван пролювиальным.

Подгорные равнины характеризуются обычно весьма мощной толщей четвертичных и более древних аллювиальных (пролювиальных)

отложений. В северном Предкавказье мощность четвертичных отложений достигает 120 м; Копет-Дагская пролювиальная равнина (Туркмения) имеет мощность четвертичных отложений свыше 110 м, а вместе с третичным пролювием до 1000 м, Предалтайская равнина— до 180 м и т. д.

Столь большая мощность отложений, накопленных в подгорных областях, вызвана, повидимому, двумя причинами. Первая— это энергичный размыв поднимающегося горного массива. Вторая — тектоническое опускание (погружение) подгорной области. Существенное значение в денудации горного массива имели древние горные оледенения. Флювиогляциальные отложения, соответствующие этим оледенениям, обычно принимают существенное участие в сложении подгорных областей.

Тектоническое опускание (погружение) подгорных областей обусловило значительную мощность накопленных отложений. Кроме того, подобные опускания имели большое значение в выработке геоморфологических особенностей подгорных равнин. В этом отношении интересные и важные соображения были высказаны Вебером в отношении пролювиальных равнин Ферганы.

Миграция сухих дельт в Фергане (по Веберу).

Ферганская котловина расположена между двумя системами более или менее параллельных горных цепей. В течение нижнетретичного времени и ранее она неоднократно заливалась водами морских бассейнов. С палеогена и вплоть до настоящего времени котловина стала загромождаться продуктами сноса с соседних гор. В некоторой части эти продукты удалялись из пределов котловины р. Сыр-Дарьей, однако большая часть пролювиальных отложений задерживалась в котловине. Пролувиальные отложения Ферганы откладываются силевыми потоками, стекающими со склонов окружающих гор. Эти потоки образуют многочисленные конусы выноса, сливающиеся в сплошные подгорные зоны, на северной и южной окраине Ферганы. Пролувиальные отложения имеют возраст от неогена до современного, и мощность их достигает сотен метров. В стратиграфическом отношении толщи пролювия не расчленены с достаточной определенностью; это объясняется отсутствием надежных стратиграфических признаков. Раньше использовали признак дислоцированности более древних верхнетретичных серий и горизонтального залегания новейших.

Вебер доказал необоснованность этого принципа. Этим исследователем было выделено в южной Фергане несколько (до четырех) зон (последовательно все более высоких) накопления лёссово-конгломератовых пролювиальных отложений. Зоны отделяются друг от друга уступами — линиями тектонических разломов. Верхние зоны представляют собой площади древних «мертвых» конусов выноса («сухих дельт»), прорезанные в настоящее время долинами силевых потоков. Современные конусы выноса — «живые дельты», слившиеся в почти сплошную полосу, — образуют нижнюю зону.

«Расположение серий древних дельт, теперь «мертвых», параллельное окраине Ферганской низменности и ряду дельт «живых», можно понимать как результат следующего процесса: Ферганская низменность на юге заходила дальше 40-й параллели, и реки «впадали» в эту низменность на месте теперешних дельт серии *a—a*, тогда бывших живыми. По мере отложения в дельтах галечников, мощность последних увеличивалась, с одной стороны, вследствие изменения продольного профиля русла, а с другой — особенно вследствие погружения дельты. Затем произошли крупные верти-

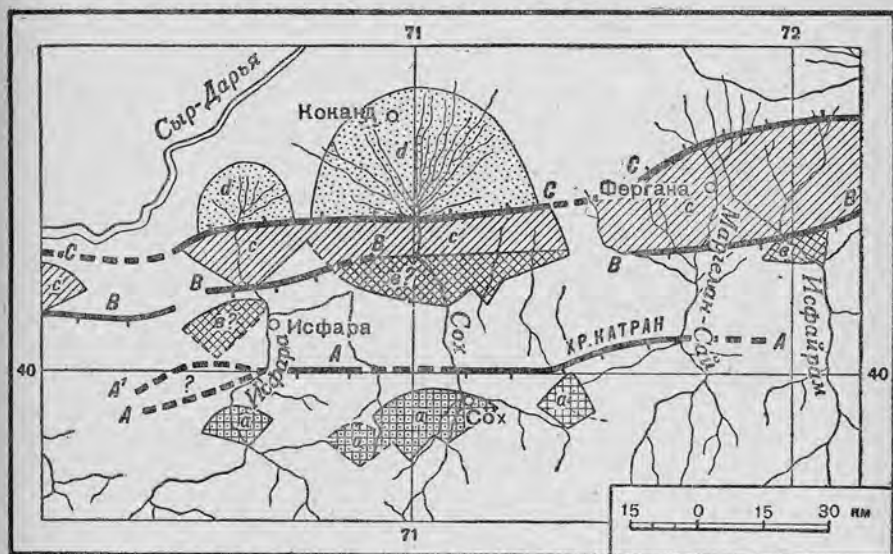


Рис. 88. Схема расположения современных и древних сухих дельт в южной Фергане (по Веберу).

(Исфара — Сох — Маргелан-Сай — Исфайрам.) Различной штриховкой показаны дельты различного возраста (*a, b, c, d*) и жирными линиями — *AA (A₁A₂), BB, CC* — уступы (сбросовые линии).

кальные передвижения в виде поднятия южной стороны у дельты Алауддина на 500—900 м и в то же время хребта Катран на 1500 м — то же с южной стороны, а может быть, только с южной. Эти односторонние поднятия происходили постепенно, так что Сах и Шахимардан успевали пропиливать ущелья в хр. Катран, в то же время Сах прорезал свои же дельтовые конгломераты, а Алауддин — заднюю кромку дельты. При этих поднятиях область отложения дельт, а следовательно, и граница Ферганской низменности, переместились к северу, так что живыми дельтами стали серия *C—c*. Возможно, что между этими ясно выраженными циклами был еще один, обозначенный на нашей карте как серия *b—b* (Вебер, 1929, стр. 44—45).

Основным выводом из этих соображений являются следующие положения:

1) В четвертичное время в Фергане происходили довольно крупные тектонические нарушения — глыбовые поднятия горных и предгорных районов и опускания подгорной равнины.

2) В результате поднятий горная область расширилась за счет Ферганской низменности. К горам были причленены новые районы предгорий, сложенные пролювиальными отложениями, дислоцированными и размытыми.

3) Зоны подгорного накопления последовательно перемещались к северу.

Обрисованный Вебером процесс миграции сухих дельт Ферганы, повидимому, свойствен и другим подгорным равнинам. На это указывает мощность подгорных аллювиальных и пролювиальных отложений, широкая полоса их распространения и развитие ярусов («зон», «ступеней») предгорий, сложенных дислоцированными отложениями водного происхождения. Примером подгорных аллювиальных (пролювиальных) равнин могут служить, кроме отмеченных, равнина Ломбардии, Индо-Гангские равнины, равнина Ордоса, Такла-Мақан, равнина Рио-де-ла-Плата в Южной Америке и т. д.

Типы аллювиальных равнин.

Вышеизложенное позволяет следующим образом определить понятие «аллювиальная равнина». Аллювиальной равниной мы в дальнейшем изложении будем называть равнинную область более или менее значительных размеров, сложенную с поверхности сплошным или почти сплошным покровом новейших отложений древне-озерного, аллювиального или озерно-аллювиального происхождения.

Геоморфологическим признаком аллювиальных равнин служит аллювиально-аккумулятивный генезис преобладающих элементов рельефа:

1) равнинных участков, представляющих собой области древнего или современного пойменно-террасового или дельтового накопления;

2) грядово-холмистых форм, относящихся или к типам прирусловых валов, или же дюнных накоплений, весьма характерных для подобных ландшафтов;

3) котловин, или ложин, чаще всего руслообразных, представляющих собой в основном древнестарицевые формы, и т. д.

Как известно, подобный комплекс геологических и геоморфологических признаков свойствен формам поверхности различного происхождения. Под определение «аллювиальная равнина» подходят, например, широкие современные (пойменные) и древние речные террасы, дельты, конусы выноса, слившиеся на подгорных равнинах, зандровые конусы, «долинные зандры», поверхность внутриматериковых низменностей в условиях влажного климата и т. д. Вследствие этого представляется необходимой некоторая систематизация различных аллювиальных равнин. Опыт такой систематизации (применительно главным образом к территории СССР) представлен ниже.

Главнейшие морфолого-генетические типы аллювиальных равнин СССР.

I. Аллювиальные равнины в узком смысле этого понятия (собственно аллювиальные равнины).

1. Террасовые аллювиальные равнины.

2. Дельтовые аллювиальные равнины.

II. Приледниковые (перигляциальные) аллювиальные равнины.

1. Зандровые аллювиальные равнины.

2. Водно-ледниковые (флювиогляциальные) равнины. Смешанный тип равнин с ледниковым и водно-ледниковым морфогенезисом.

3. Долинно-зандровые аллювиальные равнины (долинные зандры).

4. Террасы-дельты.

III. Подгорные аллювиальные равнины.

1. Подгорные аллювиальные равнины.

2. Подгорные пролювиальные равнины.

IV. Великие аллювиальные равнины внутриматериковых низменностей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Наиболее важным выводом этой главы является следующий.

По морфологическим признакам среди разнообразных эрозионных районов и аллювиальных равнин возможно обособление ряда типичных морфолого-генетических групп. Состав, текстура и условия залегания континентальных отложений, свойственных этим типичным районам (группам), весьма закономерны. Отсюда следует, что изучение и рассмотрение континентальных отложений подобных районов должно производиться в теснейшей связи с рассмотрением их геоморфологии. Искусственное разобщение этих тем представляется методически неправильным.

Литература.

1. Варсанофьева В. А., Геоморфологические наблюдения на северном Урале, ИГО, 2—3, 1932.
2. Вебер В. Н., Миграция сухих дельт в Фергане, «Геологич. вестник», 7 (1—31), 1929.
3. Герасимов И. П., Развитие рельефа Казахского мелкосопочника, Изв. АН СССР, серия географическая, 1937.
4. Мазарович А. Н., Основные черты истории рельефа высокого Заволжья, «Землеведение», 32 (1—2), 1930.
5. Павлов А. П., О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод, «Землеведение», 1897.
6. Репск W., Die morphologische Analyse, 1924.

Глава 2.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА И НАКОПЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВОЗВЫШЕННЫХ ВНЕЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР.

Как отмечалось выше, систему *возвышенных внеледниковых* районов Европейской части СССР составляют: Волыно-Подольское плато, Средне-Русская возвышенность, Приазовская возвышенность, Крым,

Донецкий край, Приволжская возвышенность, Заволжская и Предуральская возвышенность.

Все эти районы обладают эрозионным рельефом и преимущественно делювиальными и аллювиальными четвертичными отложениями. Различия в географическом положении, геологическом строении и истории обусловили приобретение районами некоторых специфических особенностей. Мы рассмотрим их в настоящей главе.

Наиболее важными геологическими событиями четвертичного периода, повлиявшими на развитие рельефа и накопление отложений внеледниковых районов, были:

1) неравномерные эпейрогенические движения (главным образом поднятия);

2) надвигание с севера края Европейского ледникового покрова;

3) перестройка гидрографической сети в связи с указанными событиями.

Влияние эпейрогенических движений на развитие эрозионного рельефа.

Наиболее сложным в морфологическом отношении эрозионным рельефом обладает *Заволжская и Предуральская возвышенность и волжский склон Приволжской*. Процесс континентального эрозионного расчленения начался здесь задолго до четвертичного периода.

Мазарович считает, что в центральном районе высокого Заволжья в дочетвертичное время эрозией были нацело смыты юрские и меловые отложения мощностью до 300 м. В результате древнего размыва была сформирована пенепленовая поверхность, преимущественно в пермских отложениях. Она представлена сейчас верхним уровнем водораздельных плато с останцовыми буграми («шиханами»). Повидимому, этому же уровню соответствует поверхность так называемого Уфимского плато с дряхлыми карстовыми формами. Во второй половине третичного периода древний пенеплен Заволжья подвергся размыву. Сеть долин, образованных к верхнетретичному времени, была затоплена водами акчагыльского бассейна. В долинах накопились ингрессивно залегающие морские отложения.

На протяжении четвертичного периода в высоком Заволжье преобладали процессы размыва и врезания долин. В результате врезания и размыва были созданы разнообразные формы эрозионно-скульптурного типа (останцы, денудационные террасы, карнизы и др.), отмечающие выходы более плотных и устойчивых к размыву коренных пород. Придолинные зоны древнего пенеплена подверглись энергичному расчленению. Долины врезались на большую глубину, прорезав в частности толщу акчагыльских отложений. В высоком Заволжье было создано рельефное отличие между высокими, платообразными поверхностями и сложным эрозионно-скульптурным рельефом склонов и долин. Современная овражная эрозия не охватывает водораздельного плато.

Основной причиной подобного развития рельефа было довольно быстрое и значительное эпейрогеническое поднятие района. В результате поднятия древний пенеплен оторвался от современных базисов эрозии и денудации и превратился в реликтовую форму.

Аналогичные наблюдения по рельефу Уфимского Предуралья приводятся Б о р з о в ы м (1924). Этот исследователь указывает, что рельеф района «пережил сложную историю... его поверхность была сглажена в равнину, в деталях рельефа которой получило преобладающее значение петрографическое сложение. В эту зрелую фазу вторглись повторяющиеся, повидимому, не менее двух раз понижения базиса эрозии, вызвавшие оживление эрозионной деятельности, углубление долин, врезание овражной сети и т. п. Этот процесс оживления еще в полной силе и еще далек от конечных форм...» (стр. 249).

Сходную в некотором отношении историю развития рельефа имела *Приазовская возвышенность*. Эта возвышенность располагается в районе Азовского кристаллического выступа. Так же как и в соседнем *Донецком кряже*, континентальный эрозионный размыв начался здесь очень давно. Он привел к значительному выравниванию поверхности древних отложений. Существенное значение в дальнейшем развитии рельефа южной части района имело накопление на его поверхности третичных морских отложений. Накопление способствовало развитию на месте древней эрозионной равнины морской аккумулятивной равнины. В верхнетретичное время море заливало преимущественно окраинные площади возвышенности. Повидимому, с этого времени началось прогрессивное эрозионное расчленение поверхности района. К настоящему времени он приобрел черты возвышенной увалистой равнины, глубоко расчлененной. Элементы древнего дочетвертичного пенеplена сохранились, возможно, только в районе Донецкого кряжа. Здесь развиты платообразные кряжевые возвышенности с широкими придолинными зонами расчлененного увалисто-холмистого рельефа.

Волыно-Подольское плато имеет, повидимому, довольно сложную геоморфологическую историю. Основу этого района составляют кристаллические породы с весьма неровной поверхностью. Депрессии кристаллического ложа выполнены морскими и континентальными третичными отложениями. Более или менее выравненная волнистая поверхность плато, таким образом, создана отчасти за счет аккумуляции осадочных отложений (смешанный эрозионный район). В новейшее геологическое время (с верхнетретичного) плато испытало значительное и довольно быстрое поднятие. Реки сильно врезались. В результате были сформированы глубокие долины с многочисленными террасами, частью эрозионными, частью аккумулятивными. Глубина врезания долин в приднестровской части плато достигает 150—220 м. Число террас доходит до шести. Междуречные площади плато имеют характер плоских, асимметричных увалов. Весьма сложная история развития рельефа характеризует *район горного Крыма*. Наиболее существенное значение здесь имели молодые поднятия (сводового типа) участков, более или менее выравненных в результате предшествовавшего размыва. Поднятие осложнилось сбросами и сдвигами, а также карстовыми явлениями.

Более простое строение рельефа имеет *Средне-Русская возвышенность* и *донской склон Приволжской*. Эти районы обладают характерным увалисто-холмистым эрозионным рельефом сыртового типа. Ясно выраженные элементы древнего пенеplена, а также формы энергичного новейшего врезания здесь, повидимому, отсутствуют. Это

свидетельствует об относительно стабильной тектонической обстановке в развитии рельефа.

Следует учесть, что начало эрозионного процесса здесь восходит по крайней мере к меловому и третичному периодам.

ВЫВОДЫ.

В развитии эрозионного рельефа возвышенных внеледниковых районов Европейской части СССР большое значение имели новейшие (с конца третичного периода) эпейрогенические поднятия. На юге и востоке эти поднятия были относительно быстрыми. Они вызывали энергичное врезывание рек и формирование высоких древних выровненных поверхностей плато. В Заволжье эти поверхности обладают чертами древнего пенеплена. Возраст поднятий, а также различная скорость их обусловили различную степень вторичного расчленения древних элементов поверхности.

Развитие рельефа Средне-Русской возвышенности протекало в условиях более стабильной (быть может, медленно изменявшейся) тектонической обстановки.

Накопление континентальных четвертичных отложений.

В тесной связи с развитием эрозионного рельефа возвышенных внеледниковых районов Европейской части СССР шло накопление отложений. Эти отложения представлены преимущественно делювиальными и аллювиальными. В Средне-Русской возвышенности делювиальные отложения представлены бурями, рыжими или красно-бурими суглинками, глинами и супесями. Они слагают склоны водораздельных увалов, увеличиваясь в мощности в нижней части склонов. Делювиальные бурые суглинки карбонатны и лёссовидны. Первое отчасти связано с большим распространением в пределах возвышенности карбонатных пород (известняки, мергеля, мел). Лёссовидность делювия соответствует аридности климатических условий как сейчас, так и ранее, в период образования делювия. В покровах делювия часто встречаются погребенные почвы. Мощность бурых лёссовидных суглинков доходит до 10—12 м. Под бурями лёссовидными отложениями залегают рыжие и красноватые породы более различного механического состава. В южной части возвышенности образование нижней делювиальной толщи можно связывать с переотложением континентальных пестрых третичных глин и песков. В северной части возвышенности нижняя делювиальная толща отложена путем переотложения продуктов выветривания, главным образом карбонатных коренных пород. Их характерная литология заставляет предполагать условия выветривания, отличные от современных. Весьма вероятно, что условия выветривания были близки к буроземным.

Подобная же двуслойность толщи делювиальных отложений свойственна и Приволжской возвышенности. Она хорошо выражена также в Ергенях и в бассейне среднего Днепра. Совершенно аналогичное строение присуще делювиальным отложениям Приазовской возвышенности. Здесь также развиты довольно мощные отложения делювия на склонах. На береговых склонах верхняя лёссовидная толща делювия прослоена несколькими погребенными почвами. В районе г. Таганрога она покрывает древнеаллювиальные пески

с доледниковой фауной моллюсков и позвоночных («палюдиновые пески»). Нижняя толща делювия имеет краснобурый цвет. Она часто залегает на верхнетретичных известняках и в основном представляет собой продукт переотложения древних *terra rossa*.

На *Волыно-Подольском плато* и на *Донецком кряже* делювиальные отложения лёссовидны и маломощны. Это объясняется энергичными процессами поверхностного смыва рыхлых наносов, шедшими параллельно врезанию долин.

В *Заволжской возвышенности* четвертичные делювиальные и аллювиальные отложения весьма разнообразны. Значительная часть их на поверхности древних плато представлена продуктами переотложения пермских пород (часто красноцветных). На склонах плато и на террасовидных уступах развиты песчано-глинистые отложения, однообразные в литологическом отношении (спиридиновские, домашкинские слои и т. д.) Часть отложений представлена бурыми суглинками и глинами (сыртовые глины).

ВЫВОДЫ.

Наиболее мощные делювиальные отложения развиты на увалисто-холмистых равнинах Средне-Русской и Приазовской возвышенности, наименее мощные — на древних плато Приднестровья и Донецкого кряжа. Заволжье занимает промежуточное положение. Среди мощных делювиальных отложений отчетливо выделяются две толщи: верхняя — лёссовидная и нижняя — красноватая, не лёссовидная.

Эти толщи отмечают два цикла континентальной седиментации, протекавшие в различных климатических условиях. Первый — нижнечетвертичный — цикл характеризовался теплым и относительно влажным климатом, второй — средне- и верхнечетвертичный — сухим, континентальным.

На востоке, в Заволжье, эти два цикла континентальной седиментации не выражены с достаточной ясностью.

Воздействие края Европейского ледникового покрова на развитие рельефа возвышенных внеледниковых районов.

Линия контакта края Европейского ледникового покрова и возвышенных районов Европейской части СССР была весьма протяженной. Край ледникового покрова надвинулся на северную и восточную окраину Волыно-Подольского плато, северную, западную и восточную окраину Средне-Русской возвышенности, северную и западную — Приволжской и северную — Заволжской. В ряде мест линия контакта отмечена напорными моренами и гляциодислокациями (Канев, Калитва, Пролейка).

Другим характерным элементом контактовой зоны являются системы гляциобсеквентных долин. Они хорошо развиты у юго-западного края Днепровского ледникового языка и по юго-восточному краю того же языка (Десна—Сейм—Сула—Удай, Хорол—Псел, Псел—Сула—Сейм, Псел—Ворскла, Ворскла—Орель и др.). Сеть приледниковых ложбин хорошо выражена на севере Приволжской возвышенности. Таковы ложбины, соединяющие бассейны рр. Суры и Мокши (Алатырь—Уркат), Суры и Свияги (Бездна—Карла) и др.

Край ледникового покрова создавал подпор речным водам, стекавшим со склонов возвышенностей, обращенных на север, запад и восток (в пределах ледниковых языков). В восточной части Воляно-Подольского плато этот подпор вызвал обратный сток вод. Воды, скопившиеся перед ледниковым краем, использовали неровности поверхности плато (Летичевская низменность) и нашли себе выход на юг, в бассейн р. Буга. Сток шел, таким образом, через современный Днепровско-Бугский водораздел. Во всех других окраинных зонах внеледниковых возвышенностей подпор речных вод краем ледника усилил аккумуляцию террасовых отложений. Весьма вероятно,

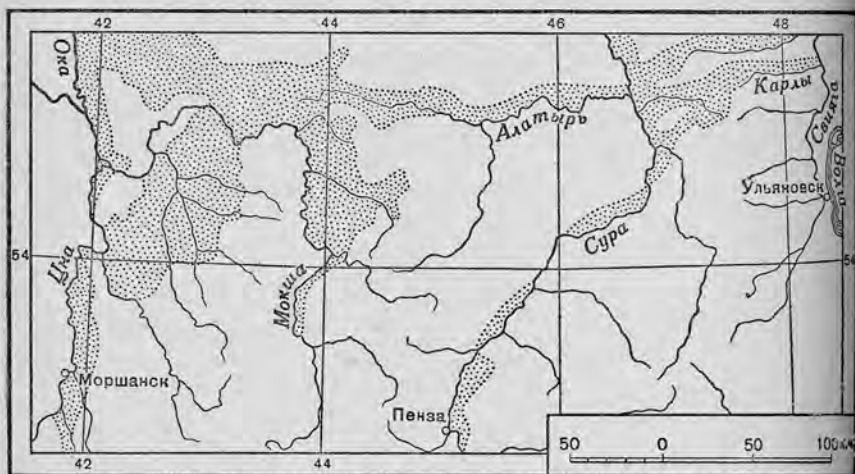


Рис. 89. Распределение борových песков Приаутырского края, отложенных потоками, запруженными ледниковым покровом (по Павлову).

что этот же результат создавался и при широком обводнении приднепровского и придонского долинных задров (см. выше) в эпохи наступания и стаивания ледникового покрова. Подпор речных вод в приледниковой зоне и усиление террасовой аккумуляции распространялись высоко вверх по долинам. В долинах всех притоков среднего Днепра, среднего Дона и средней Волги развиты широкие надпойменные террасы, часто песчаные («боровые»). Возраст этих террас обычно определяется как синхроничный максимальному и последнему оледенению Восточно-Европейской равнины. Для притоков нижней Волги аналогичное влияние на речной подпор и аккумуляцию террасовых отложений оказали древне-каспийские трансгрессии. Наибольшее значение среди них имела последняя—хвалынская—с абсолютным уровнем около 50 м. Уровень этой трансгрессии был выше предшествовавших (см. ниже).

Накопление отложений в окраинных, приледниковых частях возвышенных районов.

Кроме упомянутого влияния на аккумуляцию речных террасовых отложений, край Европейского ледникового покрова непосредственно создавал плащи отложений в окраинных зонах возвышенных

районов. Часть последних была непосредственно перекрыта льдом. Здесь был накоплен валунно-глинистый или валунно-супесчаный покров основной морены. Еще более широкие зоны охватила аккумуляция водно-ледниковых отложений в озерно-речных разливах талых ледниковых вод. К числу их следует, повидимому, относить толщи покровных глин и суглинков восточной окраины Средне-

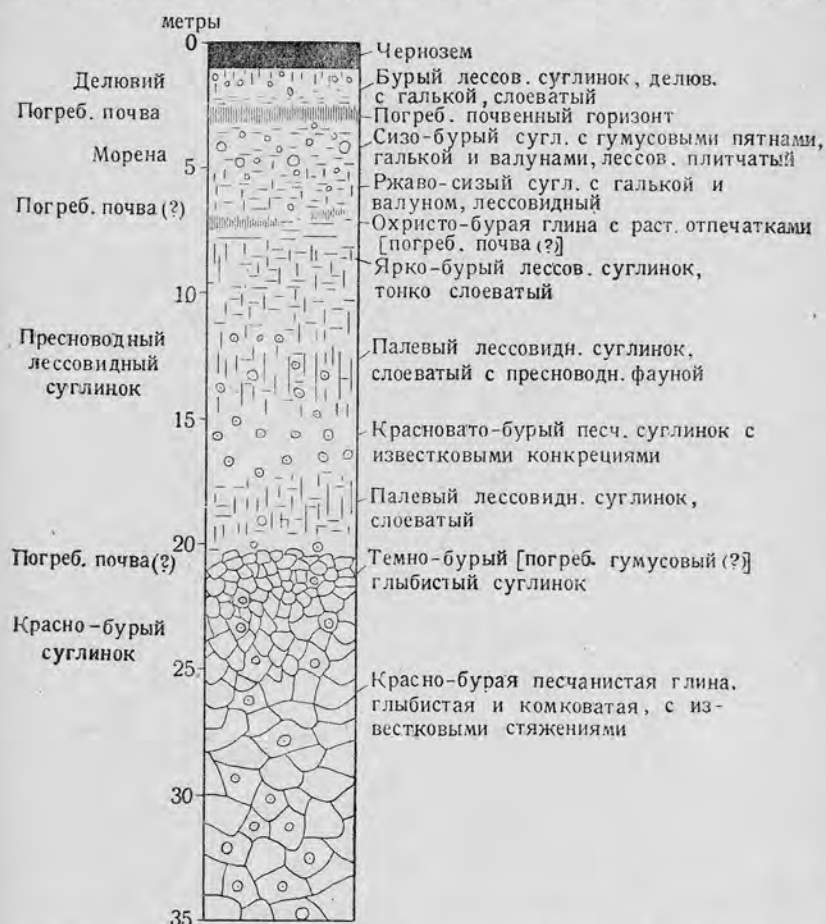


Рис. 90. Разрез четвертичных отложений в среднем Приднепровье. Обрыв берега р. Ворсклы близ г. Кобеляки (по И. Герасимову).

Русской и западной Приволжской возвышенностей. Выше мы уже указали, что и типично лёссовые отложения, согласно водно-ледниковой гипотезе, относятся к этому же типу «покровных» осадков. Лёссовые отложения развиты по восточной окраине Воыно-Подольского плато и западной окраине Средне-Русской возвышенности. Мощность их достигает 10—15 м.

Сторонники эоловой гипотезы накопления лёссов считают, что в окраинных частях возвышенных массивов лёсс отложен ветрами,

дувшими от Европейского ледникового покрова. Мирчинк предполагал, что эоловая (лёссовая) пыль распространялась с Запада до центральной части Средне-Русской возвышенности (линии Москва—Курск).

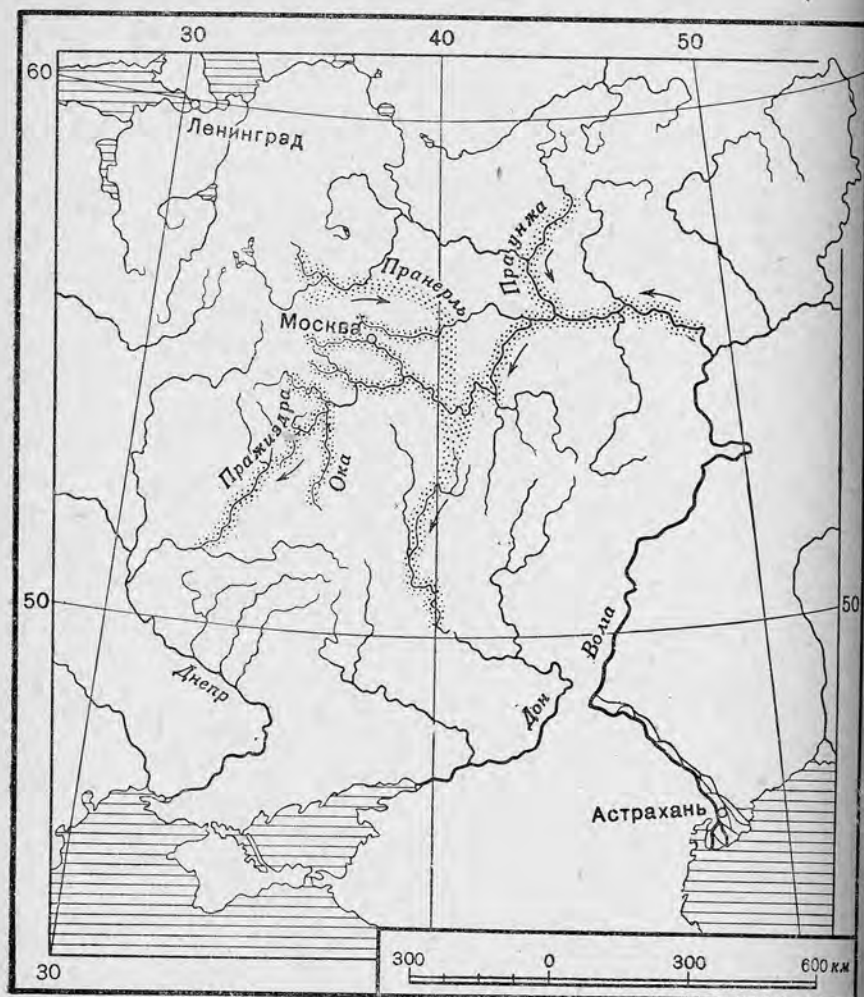


Рис. 91. Схема гидрографической сети бассейнов рек Волги и Дона перед максимальным Днепровским оледенением (по Г. Мирчинку).
Направление древних притоков показано точечной штриховкой.

Материал для накопления водно-ледниковых отложений в окраинной зоне возвышенных районов частично получался при вытаивании мелкозема из льда. Другая часть сносилась с соседней возвышенности. Этот последний материал (делювиально-аллювиального происхождения) был в значительной части лёссовидным. Возможно, что лёссовидный характер этих наносов сохранялся и после его перетолжения.

Перестройка гидрографической сети.

Современный рисунок гидрографической сети Европейской части СССР в общих чертах сложился, повидимому, к верхнетретичному времени. Впрочем, для бассейна Днепра указывается и более ранний момент ее образования. Отмечалось, что еще в среднетретичное время существовал пра-днепровский путь стока. Интересные материалы для суждения об истории стока на юго-востоке получены в недавнее время в результате изучения возраста, генезиса и распространения так называемых ергенинских песков. Эта песчаная толща широко развита в пределах Ергеней. Ей приписывали различный возраст (третичный и нижнечетвертичный) и происхождение (аллювиальное, флювиогляциальное). Недавно было установлено характерное полосообразное распространение этих песков в большом районе между Волгой и Доном. Ергенинская толща намечает, повидимому, рисунок древней доакчагыльской речной сети, совершенно не совпадающей с современной (Доном и Волгой). Ергенинские пески развиты на донском склоне Приволжской возвышенности и на Ергенях, то есть в водораздельных пространствах. Однако уже в верхнетретичное время, в частности в акчагыльское время, в Европейской части СССР установилось близкое к современному распределение путей стока. Это относится прежде всего к крупным долинам речных магистралей. Более мелкие долины имеют возраст более молодой. М а з а р о в и ч отмечает для Заволжья, что сеть долин акчагыльского времени только в общих чертах сходна с современной. В деталях имеется большое несоответствие, которое проявляется в частичном несовпадении заливов акчагыльского бассейна с современной долиной сетью.

Наиболее крупным событием в перестройке гидрографической сети в Европейской части СССР в четвертичном периоде было присоединение верхней Волги к Волго-Каме (см. выше). Это произошло, по мнению М и р ч и н к а, в эпоху максимального оледенения.

Наконец, выше была отмечена радикальная перестройка гидрографической сети в приледниковой зоне в эпохи оледенений. После стаивания ледникового покрова и здесь восстанавливался современный рисунок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Основным импульсом к развитию рельефа возвышенных внеледниковых районов Европейской части СССР в четвертичный период были неравномерные эпейрогенические поднятия. На востоке и юго-востоке эти поднятия начались в доакчагыльское время, и с ними была тесно связана радикальная перестройка речной сети, оформление ее современного рисунка, врезание рек и формирование главных особенностей современного макрорельефа. Акчагыльские воды ингрессировали в результате тектонических движений на юге в выработанную долинную сеть. После акчагыла поднятие продолжалось. Им было вызвано дальнейшее врезание долин и придолинное расчленение. Наиболее энергичные поднятия на юге, повидимому, развернулись в конце третичного периода и начале четвертичного. Они вызвали быстрое, но неравномерное и с задержками пропиливание выравнен-

ных абразионно-эрозионных поверхностей. Вторичный размыв этих поверхностей происходил сравнительно слабо. Наиболее стабильна в эпейрогеническом отношении была Средне-Русская возвышенность. Эрозионный размыв ее был тесно связан с углублением и расширением эрозионных депрессий среднего Днепра и Дона.

Влажная теплая климатическая обстановка в нижнечетвертичное время в южной половине Европейской части СССР способствовала накоплению элювиальных образований типа terra rossa и буроземной коры выветривания, а также их делювиальных и аллювиальных дериватов. Перед развитием ледникового покрова климатические условия ухудшились и приобрели континентальный аридный характер. Стали накапливаться лёссовидные делювий и аллювий. Продвижение льдов в северную половину Восточно-Европейской равнины и в депрессии средней части ее создали повышенное обводнение приледниковой зоны. Развернулась широкая покровная (в окраинных частях возвышенных равнин) и террасовая аккумуляция.

После стаивания ледника установилась современная обстановка. На юго-востоке уже в доледниковое время климат был весьма континентальный.

Литература.

1. Архангельский А. Д., Среднее и нижнее Поволжье, материалы к его тектонике, «Землеведение», 4, 1911.
2. Борзов А. А., Общий характер Уфимского Приуралья, «Землеведение», 1, 2, 1924.
3. Дмитриев Н. И., О ледниковых долинах Украины, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, 3, 1933.
4. Дмитриев Н. И., Формы поверхности Украины, созданные аккумулятивной и эрозионной деятельностью Днепровского ледника, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, 3, 1933.
5. Добрынин Б. Ф., Геоморфологическое районирование Европейской части СССР, «Вопросы географии и картографии», М. 1935.
6. Козменко А. С., Провальные, оползневые и эрозионные образования сев.-вост. части Новосильского у. Тульской губ., «Землеведение», 3-4, 1909.
7. Ласкарев В. Д., Геологические исследования в юго-западной России, 17-й лист общей геол. карты Европ. России, Тр. ГК, 77, 1914.
8. Мазарович А. Н., Континентальные процессы формирования рельефа в среднем Заволжье, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, 3, 1933.
9. Мирчинк Г. Ф., Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи, Тр. КЧ, 4 (2), 1935.
10. Петрокович Ю. А., К вопросу о распространении ергенинских песков, ВМОИП, 13 (2), 1935.
11. Таифильев Г. И., География России, т. II, вып. 1, 1932.

Глава 3.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ КАК СОВРЕМЕННАЯ И ДРЕВНЯЯ АЛЛЮВИАЛЬНАЯ РАВНИНА.

Выше было отмечено, что Западно-Сибирская низменность представляет собой аллювиальную равнину. В настоящей главе мы более подробно характеризуем ее рельеф, состав отложений и историю.

Рельеф.

Западно-Сибирская равнина обладает весьма характерной орографией. Это низменная равнина, полого поднимающаяся на юге и западе и наклоненная на север. Углы наклона поверхности равнины весьма малы. Так, например, широтный профиль вдоль линии железной дороги показывает следующие уклоны местности: от Урала до Тобола 0,0002, от Тобола до Иртыша 0,0001, от Иртыша к Оби (подъем) 0,00004.

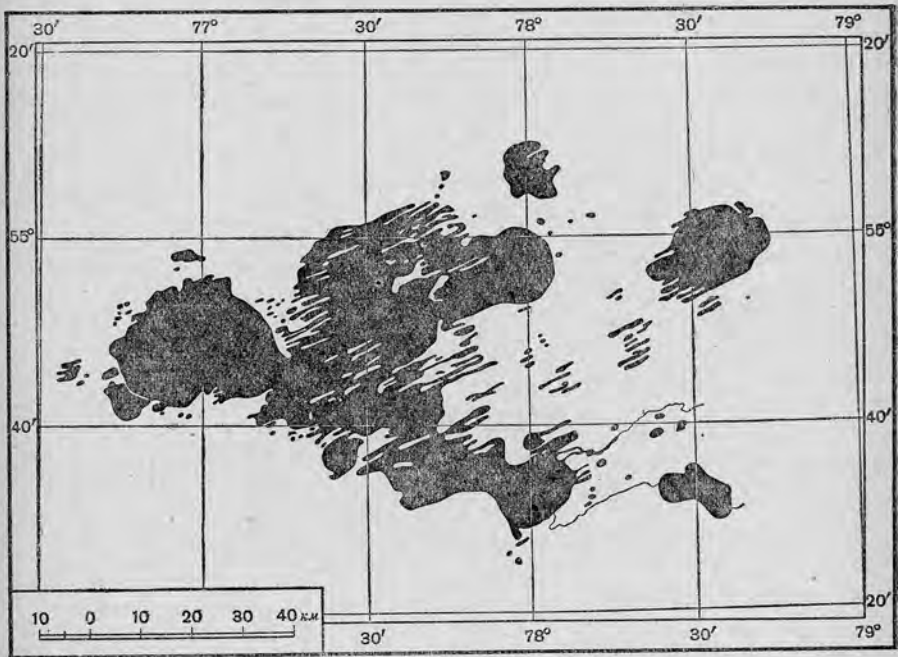


Рис. 92. Озеро Чаны в Западной Сибири.

Конфигурация берега и островов обусловлена затоплением „гривного“ рельефа.

Представление об уклоне равнины в меридиональном направлении дает падение рек. Уклон р. Ишима от г. Петропавловска до впадения в Иртыш равен 0,0008, уклон Иртыша и Оби от Омска до моря—0,00002.

Западно-Сибирские реки врезаны чрезвычайно слабо. Эдельштейн (1926), например, указывает, что «долина Оби утрачивает рельефные очертания своих склонов и чрезвычайно расплывается вширь... древние «увалы», то есть уступы террас, вымытых когда-то рекой в «повышенном материке» Обь-Иртышского междуречья, отступают далеко от заливной долины, и для того чтобы видеть их, надо подниматься в долины береговых притоков...». Эти боковые притоки часто окаймлены прирусловыми валами: «Реки приподняты над обширными прилегающими к ним займищами и имеют столь вялое течение, что самое определение их направления представляет нелегкую задачу» (Осовский, 1895). Направление течения в некоторых

притоках Оби и Оми различно в межень и половодье, по направлению к главной реке или от нее.

Уклоны местных рек Западной Сибири ничтожны: 0,000009 (Омь), 0,00003 (Тавда), от 0,00008 до 0,00002 (Нарым и Бараба). Благодаря этому, гидрографическая сеть обладает весьма малым дренирующим влиянием и междуречные пространства необычайно сильно заболочены. Южные степные междуречья богаты озерами.

В строении поверхности Западно-Сибирской низменности выделяются междуречные плато, террасы, отдельные невысокие увалы—гряды (рис. 92), котловины и лощины. Выделение первых двух групп форм несколько условно. В бассейне р. Вах, по Д е м е н т ь е в у, площади террас преобладают над «материком». Ширина террас Оби в Сургутском районе достигает 25 км (Г р о м о в). В Нарыме, по Д р а н и ц ы н у, современная плоская пониженная равнина явно преобладает над «общим плато».

Происхождение гряд Западной Сибири неясно до сих пор. Гряды представляют собой узкие и вытянутые увальчики, высотой в несколько метров, вытянутые чаще всего в северо-восточном направлении. Длина их различна—от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров. Обычно их считают за эрозионные образования.

Третичные и четвертичные отложения.

Западно-Сибирская низменность определяется обычно как «обширная тектоническая депрессия, возникшая, повидимому, еще во времена домезозойские» (Э д е л ь ш т е й н, 1932). Фундамент депрессии, сложенный кристаллическими породами, залегает на большой и неодинаковой глубине. На этом фундаменте залегает древняя кора выветривания мезозойского возраста, а выше — морские меловые, палеоценовые, эоценовые и олигоценые отложения.

Морские третичные отложения сверху перекрыты континентальными — неогеновыми отложениями с теплолюбивой флорой, пресноводной фауной моллюсков и фауной позвоночных на юге. Сводный разрез неогеновых отложений Западной Сибири по В ы с о ц к о м у изображен на рис. 93.

Вся толща отложений мощностью до 30 м представлена аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. Покровный тип залегания этой толщи дает основание говорить о существовании в Западной Сибири в неогене «обширного замкнутого водоема или сети водоемов типа озер пресных или слегка солоноватых» (Э д е л ь ш т е й н, 1926). Четвертичные отложения Западно-Сибирской равнины представлены также весьма разнообразной гаммой отложений: диагонально-слоистыми песками с прослоями галечников, суглинков, глин, железистых песчаников; глинами с мергельными конкрециями; толщей песков, суглинков и глин с пресноводной фауной (современного типа) и остатками млекопитающих; лёссовидными суглинками и т. д.

Северная часть низменности (до слияния Иртыша с Обью) покрыта ледниковыми отложениями. Мощность четвертичных отложений небольшая. Состав четвертичных отложений во внеледниковой части

указывает на их преимущественное водное происхождение. Покровный характер залегания объяснялся подпруживающим влиянием ледника, впереди которого возникали многочисленные озера. Некоторые исследователи считали, что подпруженные воды имели сток в Туранскую низменность по Тобол-Тургайской (Убоганской) ложине (см. выше).

В юго-восточной части Западно-Сибирской низменности мощность четвертичных и неогеновых отложений резко возрастает до 200—300 м. Здесь, очевидно, происходили значительные опускания.

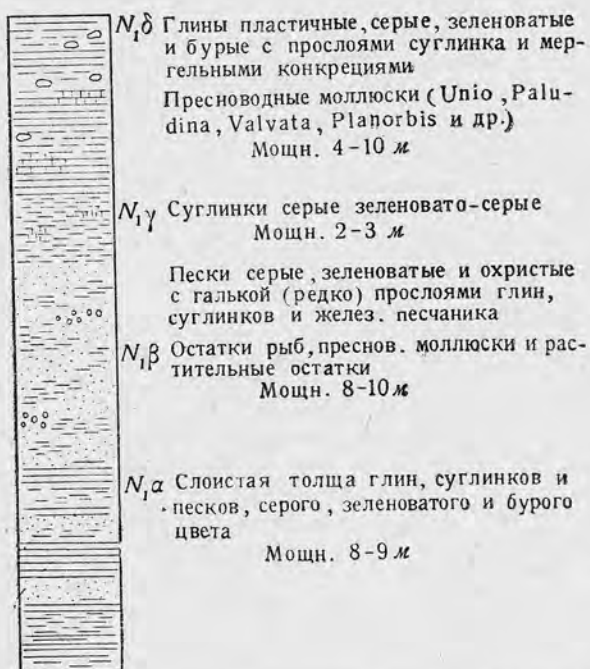


Рис. 93. Схема разреза неогеновых отложений Западной Сибири (по Н. Высоцкому).

Поскольку эти опускания приурочены к самой юго-восточной части Западной Сибири, естественно рассматривать этот район как район подгорного, предалтайского опускания.

Западная Сибирь как аллювиальная равнина.

Обрисованные геологические и геоморфологические особенности Западной Сибири позволяют считать эту область за неогеновую и четвертичную аллювиальную равнину¹. Характерными особенностями ее являлись: широко развитая, многоводная, но как бы дряхлая

¹ Имея в виду, что к концу олигоцена Западная Сибирь представляла собой морскую аккумулятивную равнину, точнее определять современную Западно-Сибирскую равнину как гетерогенную (смешанную) аккумулятивно-морскую и аллювиально-аккумулятивную.

гидрографическая сеть; значительная выравненность поверхности, с невысокими аллювиально-аккумулятивными формами рельефа; покровное распространение маломощных отложений неогенового и четвертичного возраста.

Многоводность и густота гидрографической сети Западной Сибири обусловлена влажным климатом и обширной площадью местного водосбора. Эти черты и как бы преждевременное одряхление сети определены первичной выравненностью равнины и небольшим сравнительно превышением ее поверхности над основными базами эрозии. Вследствие этого в развитии рек всегда проявлялись тенденции к блужданию. Стремления же к врезанию или отсутствовали, или были выражены слабо.

Покровный характер залегания отложений водного происхождения и их малая мощность обусловлены следующим. Процессы размыва имели главным образом плоскостной характер, обусловленный широким блужданием рек. Аккумуляция отложений также была связана с блужданием. Размывались и аккумуляровались ранее отложенные наносы и коренные третичные отложения. Принос постороннего, не местного, материала водами крупных рек был мал. Это вызывалось пологими уклонами рек, относительно слабой транспортирующей способностью и удаленностью областей размыва от областей аккумуляции.

Аллювиальная равнина Западной Сибири была, очевидно, создана в неогене. Она существовала, при более или менее стабильной тектонической обстановке, в течение доледниковой эпохи. Развитие ледникового покрова на севере низменности создало еще более благоприятные условия для развития рельефа по типу аллювиальной равнины. Эти условия заключались в подпоре и обилии вод. Последнее было обязано таянию ледника. В итоге обрисованные выше тенденции к блужданию, застаиванию, разливу и покровной аккумуляции осадков еще более усилились, а развитие аллювиальной равнины ускорилось.

Таким образом, для объяснения покровного распространения и малой мощности отложений водного происхождения в Западной Сибири нам нет необходимости прибегать к гипотезе неогенового или ледникового озера (или системы озер). Современные географические условия подсказывают более естественное и правильное объяснение; Западно-Сибирская равнина является аллювиальной равниной.

Климат Западной Сибири в течение четвертичного периода.

Выше отмечалось, что при палеоботаническом изучении третичных и четвертичных отложений в средней части Западной Сибири были обнаружены довольно обильные остатки ископаемой растительности. Основная часть четвертичных отложений характеризовалась присутствием пыльцы современных местных пород — сосны, ели, кедра, пихты, лиственницы и березы. Вблизи границы древнего оледенения состав пыльцы в четвертичных отложениях несколько изменился. Была обнаружена (у сел. Демьянского и Шкариной) пыльца весьма разнообразной растительности. Наряду с *Pinus silvestris*,

Picea, *Larix*, *Abies*, *Betula*, *Alnus*, *Salix* была встречена пыльца *Haploxyton* (кедра?), дуба, лещины, *Pterocarya*, *Пех*, *Carpinus*, *Tilia*, *Ulmus* и *Fraxinus*. Здесь же найдены макроскопические остатки *Potamogeton*, *Carex*, *Salix polaris*, *S. herbacea*, *Betula pana*, *B. pubescens*, *Dryas octopetala*, *Pachypleurum alpinum*, *Menyanthes trifoliata*, *Vaccinium uliginosum*, *V. Vitisidaea*, *Mnium hymonophylloides*, *Polytrichum* sp., *Amblystegium* sp., *Bideus tripartitus*, *Ceratophyllum pentacanthum*, *Rumex maritimus*, *Empetrum nigrum*, *Abies* sp.

Все эти формы принадлежат к трем комплексам:

- 1) древнему (третичному) из теплолюбивых форм (*Juglans*, *Pterocarya*, *Пех* и др.), вторично переотложенному;
- 2) арктическому — приледниковому;
- 3) умеренно-холодному — внеледниковому.

Из этих находок был сделан вывод о том, что места произрастания арктических форм и умеренно-холодных в эпоху оледенения «не были удалены значительно друг от друга» (С у к а ч е в, 1936).

Палеоботаническое изучение четвертичных отложений на крайнем юго-востоке Западной Сибири (в обрывах Оби между гг. Барнаулом и Камнем) также обнаружило флору, близкую к современной. Исследовались отложения коренного берега Оби и террас. Были найдены остатки сосны, кедра, березы, камыша, осок и ряда травянистых растений.

Таким образом, ископаемые остатки растительности в четвертичных отложениях Западной Сибири дают основание считать, что климатические условия четвертичного периода в Западной Сибири были более или менее сходны с современными. Четвертичная флора умеренно-холодного типа явилась на смену теплолюбивой флоре широколиственных лесов третичного времени. Только в северном приледниковом районе, впереди края Сибирского ледникового покрова, развивалась (в эпохи оледенения) арктическая растительность.

Некоторые исследователи при решении вопроса о палеоклимате Западной Сибири отмечали облессованность террасовых четвертичных отложений. Н е у с т р у е в констатировал это в обнажениях Иртыша в Омске и Томи — в Томске. С у к а ч е в и др. отмечали лёссовидные отложения по Оби ниже устья Томи.

Образование лёссовидных отложений объяснялось сухими климатическими условиями. В связи с этим Н е у с т р у е в считал возможным выделить в четвертичной истории Западной Сибири две сухие и теплые (ксеротермические) лёссообразовательные фазы (межледниковую и послеледниковую). Однако основания для подобного построения нельзя считать вполне достаточными. Не исключена возможность, что облессование пород может происходить в современных степных условиях окрестностей Омска. На северо-востоке Западной Сибири облессование могло развернуться в условиях холодного и сухого климатического режима над слоем вечной мерзлоты. В этом убеждает пример Якутии (см. ниже). Наконец, лёссовидные породы средней части Западной Сибири могут принадлежать к вторично переотложенным. Следует помнить, что в верхнем течении Томи, Оби и Иртыша располагаются районы, весьма богатые лёссовыми отложениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

1. Большая часть Западно-Сибирской низменности с неогена и по настоящее время развивалась по типу аллювиальной равнины внутриконтинентальных низменностей.

2. Развитие Сибирского ледникового покрова создало условия, еще более благоприятные для образования подобного типа ландшафта. Эти условия заключались в подпоре и запруживании речных и талых ледниковых вод и повышенном многоводье.

3. С началом четвертичного периода в Западной Сибири установился климатический режим, сходный с современным. На протяжении четвертичного периода климат Западной Сибири испытал, возможно, некоторые периодические изменения. Однако эти изменения не были значительными (например от колебания гумидного к аридному и обратно). На это указывает более или менее однородный состав ископаемой растительности в четвертичных отложениях. Достаточных данных для установления циклов менее значительных климатических колебаний в Западной Сибири пока не имеется.

Литература.

1. Бер Н. Г., Геологические исследования в верхней части бассейна р. Тобола, ИВГРОБ, 90, 1932.
2. Богачев В., Пресноводные плиоценовые фауны Западной Сибири, ИГК, 27, 1908.
3. Введенский Л. В., Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности, Тр. ВГРОБ, 330, 1933.
4. Высоцкий Н. К., Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири, Геолог. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 5, 1896.
5. Драницын Д. А., Материалы по почвоведению и геологии зап. части Нарымского края, Тр. Почв.-Бот. экспед. по исслед. колониз. районов Аз. России, I, 1915.
6. Герасимов И. П., О рельефе и соляных озерах Кулундинской степи, Тр. СОПС АН СССР, 1932.
7. Громов В. И., Материалы к изучению четверт. отлож. в бассейне среднего течения р. Оби, Тр. КЧ, 3 (2), 1934.
8. Неуструев С. С., К вопросу об изучении послетретичных отложений Сибири, «Почвоведение», 3, 1925.
9. Православлев П. А., Приобые Кулундинской степи, Мат. по геологии Зап.-Сиб. края, 6, 1933.
10. Сукачев В. Н., Исследование четвертичных отложений Нарымского края, Эксп. АН СССР 1933 г., 1934.
11. Сукачев В. Н., Исследование четвертичных отложений Нижне-Иртышского края, Экспед. АН СССР 1932 г., 1933.
12. Сукачев В. Н., Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена, Мат. по четверт. периоду СССР, 1936.
13. Эдельштейн Я. С., Геологический очерк Западно-Сибирской равнины, Изв. Зап.-Сиб. отд. ГО, 5, 1926.
14. Эдельштейн Я. С., Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности, Тр. Ин-та физ. географии, 20, 1932.

Глава 4.

УРАЛ И ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСКИЙ МЕЛКОСОПОЧНИК; ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ.

Урал и Центрально-Казахский мелкосопочник представляют собой древнегорные сооружения, подвергшиеся длительной континентальной денудации в мезо-кайнозое. В процессе денудации

поверхность горных районов снижалась, выравнивалась в предельные равнины с горно-островными возвышенностями. Денудация обоих районов, однако, весьма осложнялась тектоническими движениями, главным образом дизъюнктивными. Поверхности выравнивания испытывали общие или дифференциальные поднятия и опускания; в связи с последними возникали разломы и, быть может, надвиговые явления. В результате характер рельефа весьма усложнился — наряду с древними формами размыва (поверхностями выравнивания) развивались формы вторичного размыва, аккумуляции и т. д.

Позднейшие тектонические дислокации проявились, повидимому, с большей силой на Урале, чем в Казахском мелкосопочнике. В тесной связи с этим резкие вторичные формы размыва горного типа в строении поверхности Урала имеют большее распространение, чем в центральном Казахстане.

Значительную роль в развитии рельефа главным образом краевых участков Урала и центрального Казахстана играла абразия и морская аккумуляция в меловой и третичный периоды.

Пути развития рельефа обоих районов в четвертичный период были тесно связаны с предшествующими этапами геологической истории. Основная линия развития рельефа была общей — прогрессивный размыв и вторичное расчленение, проявлявшиеся с различной энергией в различных участках. Только на северном Урале имели место довольно мощные ледниковые явления. В остальных районах Урала и в Казахском мелкосопочнике господствовал размыв и накопление местных делювиальных и аллювиальных отложений.

Эти общие положения мы конкретизируем ниже в применении к отдельным районам.

Развитие рельефа Урала.

Принято обычно разделять Урал на три части: северный, средний и южный (с Мугоджарами).

Северный Урал. Северный Урал протягивается до 60° с. ш. (Канжаковский камень). Он состоит из трех основных морфологических элементов: 1) горной полосы, довольно сильно расчлененной; 2) западного увалистого склона; 3) увалистой полосы восточного склона. Оба склона северного Урала образуют как бы широкие уступы у подножия Уральского хребта, отделяющие последний от Печорской низменности на западе и Западно-Сибирской — на востоке. Их характерной особенностью является присутствие островных гряд увалов, отчасти связанных с выходами плотных пород (monadnock), отчасти нет.

Варсанофьева рассматривает горную полосу северного Урала и горные склоны как типичную «предгорную лестницу» (Piedmontterre) — в понимании В. Пенка (W. Penck). Как указывалось, образование подобной системы характеризует район северного Урала как область прогрессивного поднятия. Здесь выражены три-четыре древние поверхности выравнивания, — две из них в горной полосе Урала. Наиболее высокая поверхность отмечена одиночными горами, более низкая представлена выравненными вершинами отдельных горных гряд. Третья поверхность

отмечена уровнем древних долин и лощин, разделяющих более высокие островные горы.

Четвертая поверхность выравнивания отмечена уровнями современных долин, расчленяющих горный северный Урал. Она соответствует в общем увалистой равнине западного и восточного (низкая часть) склонов. Эта поверхность испытывает в настоящее время вторичный размыв. «Реки, врезающиеся со стороны Печорской равнины и Сибирской низменности в области предгорий, стремятся срезать ее под еще более низкий 5-й уровень» (В а р с а н о ф ь е в а). Возраст нижней ступени выравнивания определяется как доюрский (триасовый). Более высокие ступени формировались еще в конце перми и ранее.

Развитие и расширение северно-уральского пьедмонта происходило в меловой, третичный и четвертичный периоды. В тесной связи с деструкцией древних поверхностей имело место аллювиальное и делювиальное переотложения осадочных пород и продуктов выветривания кристаллических. В ледниковую эпоху северный Урал пережил оледенение (см. выше). Ледниковые отложения покрывают поверхность западного и восточного склонов. На островных возвышенностях более древних уровней выравнивания ледниковые отложения отсутствуют — эти возвышенности были в ледниковую эпоху пунатаками или имели небольшие горные ледники.

Средний Урал. Основными морфологическими элементами среднего Урала, протягивающегося до водораздела Уфы, Ая и Миаса, являются две меридиональные горные зоны (Уфалейский хребет, Уральская водораздельная зона, Каслинско-Сысертский кряж, продолжение Ильменских гор, по К р о т о в у), зона внутренних причусовских депрессий и равнина восточного склона. Западная горная зона имеет характер плоского увала с отдельными невысокими скалистыми вершинами. Зона внутренних причусовских депрессий имеет равнинный и холмистый характер, с отдельными горными грядами. Восточная горная зона состоит из большего числа горных гряд, вытянутых в меридиональном направлении и разделенных холмистыми полосами.

Восточный склон среднего Урала имеет равнинную или холмистую поверхность с небольшими островными горными грядами.

Специальных геоморфологических исследований на среднем Урале не производилось. Однако имеющиеся географические наблюдения позволяют предположить развитие здесь также ряда поверхностей выравнивания, отмеченных или уровнями останцовых возвышенностей, или долин.

Восточный склон среднего Урала сверху перекрыт континентальными юрскими отложениями, морскими меловыми и палеогеновыми. Эти отложения сверху перекрыты отложениями четвертичными, среди которых различают террасовые и водораздельные отложения. Основная масса последних представлена делювиальными отложениями; среди них, однако, развиты и древнеаллювиальные (песчано-галечниковые). Возраст и генезис их неясен.

В долинах развиты две древние террасы. В террасовых отложениях найдена фауна следующего состава: *Elephas primigenius*, *El. trogontherii*, *Rhinoceros tichorhinus*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus* (?). Воз-

раст фауны среднечетвертичный. С запада к среднему Уралу непосредственно подходят повышенные увалистые равнины и плато. В Приуральской зоне этих равнин из четвертичных отложений широко развиты покровные, преимущественно делювиальные глины и террасовые отложения (две серии; верхняя — песчаная).

Южный Урал. Основными морфологическими элементами южного Урала, по Н е у с т р у е в у, являются: 1) «кряжевая горная страна»; 2) возвышенное рассеченное плато (к югу от р. Белой) и 3) абразионно-эрозионная равнина восточного склона.

Кряжевая горная страна южного Урала простирается широкой полосой от Златоуста до р. Белой. Отдельные вершины этого района достигают высоты свыше 1500 м.

Характерными морфологическими особенностями этого района Урала является несоответствие главного речного водораздела с зоной наибольших высот. Первый отмечен хребтом Урал-Тау, протянувшимся восточнее главного кряжа. Главный же кряж пересекается рядом речных долин, следующих на запад. Возможно, что места пересечения отмечаются погружением осей меридиональных складок.

Старые исследователи (Ф и л и п с о н и др.) отмечали развитие в пределах горной области южного Урала ряда древних поверхностей выравнивания. Новейшие исследователи (например Г р и г о р ь е в) заняли более осторожную позицию в этом вопросе. Хотя ступенчатость рельефа южного Урала выражена весьма ясно, вопрос о генезисе этой ступенчатости считается невыясненным. Возвышенное рассеченное плато к югу от р. Белой и абразионно-эрозионная равнина на восточном склоне относятся сейчас к категории древних пенепленов (южно-уральский и зауральский пенеплен, по К р а ш е н и н н и к о в у). Однако путь развития рельефа этих районов южного Урала отличался весьма большой сложностью¹.

Равнина восточного склона южного Урала представляет собой древнюю абразионно-эрозионную поверхность, сложенную поверх кристаллического цоколя юрскими континентальными, меловыми и третичными морскими отложениями в виде островков. Новейшие циклы вторичного размыва древней поверхности создали здесь, так же как и на юге южного Урала, характерные зоны приречного мелкосопочника. Четвертичные отложения в южном Урале представлены разнообразными делювиальными отложениями (продуктами переотложения различных осадочных отложений и коры

¹ Так, например, Х а б а к о в для южной части южно-уральского пенеплена устанавливает следующее: «Большое значение в развитии рельефа имела длительная континентальная денудация от верхней перми до средней юры». В это время была создана «доюрская поверхность выравнивания». В юре же произошли местные опускания и поднятия, повлекшие некоторый размыв «доюрской» поверхности и аккумуляцию осадков во впадинах. В меловой период район был залит водами моря, существовавшего до конца палеогена. Образовалась поверхность, неровности которой были сглажены покровом морских отложений. После палеоцена, по мере поднятия страны и освобождения ее из-под уровня моря, начались новые циклы размыва. Они в итоге привели к удалению значительной части осадочных отложений и к «откапыванию» возвышенных элементов доюрской поверхности выравнивания. «Таким образом, можно сказать, что современный рельеф восточного склона южного Урала унаследовал ряд существенных крупных и мелких черт от доюрской поверхности страны и вместе с тем возник независимо от нее по времени и ландшафту».

выветривания) и аллювиальными — террасовыми. Последние образуют две серии.

ВЫВОДЫ.

Развитие современного рельефа Урала протекало довольно сложным путем. Основными факторами развития были длительные циклы эрозионного выравнивания и вторичного врезывания, протекавшие в связи с изменением климатического режима, поднятиями и дизъюнктивными дислокациями. Для ряда возвышенных горных районов Урала были характерны ритмичные циклы поднятий, обусловившие выработку пьедмонтов. Для некоторых районов (южно-уральский район и восточный склон Урала) движения имели сложный и переменный характер, благодаря чему важным фактором рельефообразования явилась, кроме эрозии, абразия и аккумуляция морских отложений.

В течение четвертичного периода основные районы Урала испытывали медленное поднятие. В связи с ним продолжался процесс вторичной деструкции древних поверхностей выравнивания и, возможно, образования древних речных террас. В последнем отношении (особенно в образовании покровного аллювия), впрочем, большую роль сыграли колебания базисов эрозии уральских рек — уровень Каспийского моря, Волги и подпор ледниковым краем рек, текущих на север (бассейна Печоры, Сосьвы, Тобола и т. д.), и др.

Кроме аллювиальных, четвертичные отложения Урала представлены делювиальными и ледниковыми.

Развитие рельефа Центрально-Казахского мелкосопочника.

В геологической истории Центрально-Казахского мелкосопочника и развитии его рельефа есть многие общие черты с Уралом. Сложенный в основном палеозойскими породами (метаморфическими и магматическими), этот район в результате длительной континентальной денудации превратился из горного в равнинно-низкогорный. Главнейшими морфологическими элементами его современной поверхности являются:

- 1) низкогорные участки (Улу-Тау, Кокче-Тау и Каркаралинские горы);
- 2) волнистые равнины с островными горными грядами;
- 3) краевые зоны и депрессии, закрытые третичными осадочными отложениями (Ишимо-Денгизская и др.).

Наиболее сложный ход развития рельефа характеризовал низкогорные и краевые (впадинные) районы. Поверхности этих районов, так же как и современных волнистых равнин, были пенепленизированы, повидимому, еще в до третичное время. В предпалеогеновое время имели место значительные поднятия и дизъюнктивные дислокации, образовавшие системы депрессий и возвышенных площадей, а также энергичный вторичный размыв древнего пенеплена. Депрессии были залиты водами палеогеновых бассейнов, осадки которых вновь сгладили неровности рельефа.

Волнистые равнины с островными горными грядами и в настоящее время представляют собой типичные «Inselberglandschaften», в понимании В. П е н к а. Они развились в течение мезозоя и третич-

ного периода путем эрозионного размыва при более или менее стабильном положении базисов. Только в очень небольшой степени эти равнины захвачены процессом вторичного размыва. Он вызвал образования характерных приречных зон мелкосопочника, сопровождающих крупнейшие долины.

Волнистые равнины центрального Казахстана с поверхности сложены бурыми лёссовидными суглинками главным образом делювиального происхождения. Бурые суглинки лежат на древней, пестроцветной коре выветривания (аллитной). Возраст этой коры не определен точно. Повидимому, подобная кора выветривания могла образоваться здесь в широкий промежуток времени от юры до палеогена. На это указывают коррелятивные ей, пестроокрашенные и каолинизированные отложения соответствующего возраста в колонке осадочных отложений соседних районов (Турана и Западной Сибири).

Таким образом, наиболее молодой из возможных возраст предельной равнины центрального Казахстана, укрытой корой выветривания, — нижнетретичный. Вторичный размыв равнины развернулся лишь в верхнетретичное время и четвертичный период.

Низкогорные участки центрального Казахстана представляют собой участки, подвергшиеся наиболее сильным дизъюнктивным дислокациям и глубокой вторичной деструкции. Новейшие тектонические поднятия имели, повидимому, сводовый характер с наибольшей амплитудой в низкогорных массивах (жестких глыбах) и наименьшей — на равнинах. Весьма вероятно, что эти дифференциальные поднятия проявились в альпийскую орогеническую фазу и продолжают до сих пор. Наконец, в краевых участках низкогорных районов и крупных депрессий в неогене и четвертичном периоде развернулись весьма своеобразные процессы «откалывания» путем эрозионного смыва (в связи с общим поднятием) элементов до третичного рельефа, закрытого покровом третичных морских и континентальных отложений. Развивающаяся здесь гидрографическая сеть обладает чертами типично эпигенетическими. Прорезая толщу рыхлых осадочных отложений, она достигает складчатого фундамента плотных пород, только частично реагируя на древние структурные линии.

Четвертичные отложения Центрально-Казахского мелкосопочника.

Речные долины центрального Казахстана обладают двумя или тремя сериями древних террасовых отложений. В террасовых отложениях найдены *Elasmotherium sibiricum*, *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhynus*, *Bison priscus*, *Equus caballus*, *Cervus*, *Antelope*, *Castor fiber*, *Canis*, *Camelus* и др.

Возраст этой фауны — четвертичный; по составу она смешанная, холодная и степная. Поскольку более древних террасовых отложений в центральном Казахстане не найдено, можно сделать заключение о значительной древности сухого и теплого (степного) климатического режима здесь. Это заключение вполне подтверждает состав фауны из плиоценовых отложений Прииртышья, описанный Орловым (гиппарионовая фауна).

Наряду с этими данными, некоторые ботанико-географические

материалы дают основание установить фазу небольшого смягчения климата в четвертичный период в центральном Казахстане. Эти материалы следующие. Во-первых, находка пыльцы дуба, березы, ели, сосны и спор сфагнома в террасовых отложениях рр. Кынгир



Рис. 94 а и б. Мелкосопочник центрального Казахстана. Сарысуйско-Ишимский водораздел (фото Гореева).

и Теректы (Лукьянов, Гореев). Во-вторых, ряд северных видов (реликтов), встреченных в низкогорных участках центрального Казахстана, — папоротник (*Dryopteris felis mas*), хвощ (*Equis-*

setum sylvaticum), посянка (*Drosera rotundifolia*), можжевельник (*Juniperus communis*) и др. подобные виды могли расселиться в центральном Казахстане только при более влажных и холодных климатических условиях.

Это дает основание предполагать существование определенно выраженной «плювиальной» климатической фазы в четвертичной истории центрального Казахстана. Естественно связывать ее с ледниковым периодом в северных районах.

Повидимому, имеются основания считать, что «плювиальная» фаза в развитии рельефа центрального Казахстана отмечена более широким накоплением в долинах и на междуречьях покровных делювиальных и аллювиальных отложений (осадки верхних надпойменных террас и суглинисто-галечные отложения на междуречьях). Некоторые исследователи (например К а с с и н) считают возможным устанавливать несколько (до трех) таких фаз в четвертичной истории центрального Казахстана и синхронизировать их с эпохами трех альпийских оледенений. При современной степени изученности отложений центрального Казахстана это не может считаться, однако, достаточно обоснованным.

ВЫВОДЫ.

Длительный период континентальной денудации, при сравнительно стабильной тектонической обстановке, способствовал превращению палеозойской горной области центрального Казахстана в пенеплен с островными возвышенностями. Дифференциальные эпэпигенические движения в дотретичное время и позднее вызвали ингрессию вод палеогеновых морей, вторичный размыв и расчленение древнего пенеплена. Расчленение было наиболее сильным в областях наибольшего поднятия. Здесь развился низкогорный рельеф. В течение четвертичного периода продолжалась медленная деструкция пенеплена. В краевых участках и в депрессиях она выражалась частично в «откапывании» древних форм рельефа. Она протекала в более или менее аридных (степных) климатических условиях, сопровождаясь накоплением лёссовидных, делювиальных и аллювиальных отложений. Имеются, однако, признаки значительного смягчения климата центрального Казахстана в среднечетвертичное время. Они представлены находками пыльцы древесных пород влаголюбивых реликтов и остатками мамонта. Это дает основание говорить о четвертичной плювиальной эпохе в истории центрального Казахстана. Возможно, что подобная эпоха не была однократной; однако бесспорных данных для этого утверждения пока не имеется.

Литература.

1. Архангельский С. Д., Геологические исследования третичных и послетретичных образований на вост. склоне ср. Урала, в басс. рр. Пышмы, Исети и Ирбита, Тр. ВГРОб, 227, 1932.
2. Григорьев А. А., К геоморфологии зап. склона южного Урала (отд. оттиск).
3. Быков Г. Е., Рельеф и водоемы басс. р. Терс-Аксап, ИГО, 65, 1933.
4. Быков Г. Е., Формы рельефа Атбасарского района, ИГО, 54 (1), 1932.
5. Быков Г. Е., Четвертичные отложения Атбасарского и Есильского районов Каз. ССР, ИГО, 55 (3), 1933.
6. К а с с и н Н. Г., К характеристике четвертичных отложений Казахстана, «Пробл. сов. геологии», 5 (2), 1936.

7. Кассин Н. Г., О древних долинах в центральном Казахстане, «Пробл. сов. геологии», 6 (1), 1936.
 8. Крашенинников И. М., Древний эрозионный цикл на южном Урале, «Геол. вестник», 3 (1—6), 1917 (1918).
 9. Крашенинников И. М., Из истории ландшафтов южного Урала (отд. оттиск).
 10. Кротов П., Материалы для географии Урала, Зап. ГО, 34, 3, 1905.
 11. Неуструев С. С., Естественные районы Оренбург. губ., 1918.
 12. Орлов Ю. А., Некоторые данные о третичных и послетретичных отложениях сев. окраины Кирг. горн. степи, Изв. ГГРУ, 49, 10, 1930.
 13. Хабаров А. В., Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части южного Урала, ИГО, 67 (2), 1935.
 14. Хабаров А. В., Структурные особенности Оренбургской степи, ИГО, 65 (4), 1934.
 15. Шлыгин Е. Д., Кора выветривания сев.-вост. Казахстана, «Пробл. сов. геологии», 6 (10), 1936.
 16. Эпштейн С. В., Геологические исслед. в Челябинско-Троицком районе вост. склона Урала, Тр. ВГРОб, 187, 1932.
- Кроме того, из литературы к гл. 1, № 1 и 3.

Глава 5.

РАЗВИТИЕ СТОЛОВО-ОСТАНЦОВОГО РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА.

В западном Казахстане развиты следующие орографические элементы ¹:

Подуральское плато, примыкающее к Мугоджарам с юго-запада.

Плато Устюрт, между Каспийским и Аральским морями.

Приаральское (Тургайское) плато, между северным берегом Аральского моря и Мугоджарами.

Для всех этих районов характерно присутствие одиночных столово-останцовых форм или их групп, разделенных плоскодонными лощинами. К лощинам приурочены речные долины, пески и соленые озера. Западный Казахстан характеризуется континентальными степными и пустынно-степными климатическими условиями.

Орография.

Наибольшие площади в западном Казахстане заняты массивами волнистых возвышенных равнин. В северной части *Подуральского плато* развит характерный эрозионный рельеф, с широкими плоскоувалистыми междуречьями. Речные долины, расчленяющие район, имеют два уровня надпойменных террас (р. Эмба). Верхний из них часто представлен приречными песчаными массивами. Подуральское плато сложено меловыми и нижнетретичными отложениями. От Устюрта Подуральское плато отделено широкой Чеганской лощиной. В южной части лощины расположена современная долина р. Чегана. С севера к Чегану подходит ряд временных рек (Манне, Талды и др.). Они берут начало на южных склонах Подуральского плато (возвышенность Чиркала). Район, который они пересекают, следуя на юг, к Чегану, характеризуется широким развитием столово-останцовых форм («терт-кулей»).

¹ Кроме того, в состав западного Казахстана входит и часть (восточная) Прикаспийской низменности. Этот район мы здесь не рассматриваем.

Устюрт на большей части своей территории имеет характер столового плато. Плато сложено верхнетретичными породами. Поверхность его полого волниста. Она слагается широкими плосковершинными увалами и пологими депрессиями. Депрессия, расположенная в центральной части Устюрта, отмечена развитием цепи соленых озер, песками и столово-останцовыми формами. Последние формы свойственны также краевым участкам Устюрта — линиям его «чинков» (ограничивающих плато обрывов).

Приаральское (Тургайское) плато сложено нижнетретичными отложениями. Поверхность плато образует увалообразные поднятия, разделенные широкими плоскодонными лощинами, вытянутыми



Рис. 95. Столовый останец в Приаралье.

более или менее меридионально. Возвышенные участки имеют характер столовых плато. Лощины частично использованы постоянными или временными реками, заняты солеными озерами и песками (Б. и М. Барсуки и др.).

Характерным морфологическим элементом лощины, особенно в краевых зонах, являются столово-останцовые возвышенности («тертукли»).

Все три района западного Казахстана представляют собой абразионно-аккумулятивные равнины мелового и третичного возраста, в различной степени расчлененные.

Основной тип расчленения для Подуральского и Приаральского плато — эрозионный. Он выражается в образовании систем главных водораздельных увалов, сохранивших отчасти свою первичную абразионно-аккумулятивную поверхность, и широких долин-лощин. В строении этих долин-лощин эрозионные и аллювиально-аккумулятивные формы не являются преобладающими. Большое значение и распространение здесь имеют массивы песков и озерные котловины. Для ряда песчаных массивов (Эмбенские пески, Б. Барсуки и нек. др.),

выяснено, что в основании субаэрального песчаного покрова залегают древнеаллювиальные отложения.

Краевые зоны водораздельных увалов сильно расчленены. К этим зонам приурочено преимущественное развитие столово-останцевых возвышенностей.

Современные эрозионные и аллювиально-аккумулятивные формы западного Казахстана отличаются своей примитивностью. Крутые склоны столовых останцов сильно расчленены короткой овражно-балочной сетью. У подножия останца, вследствие резкого перегиба склона, образуются конусы выноса, сливающиеся в сплошные пролювиальные шлейфы (пьедесталы) останцовых возвышенностей.

Особенно часты подобные формы (столово-останцовые возвышенности, местные формы размыва и аллювиальной аккумуляции) в краевых зонах Устюрта. Внутри плато их значительно меньше. Столово-останцовые формы здесь исключительно приурочены к центральной депрессии. Эта депрессия имеет широтное простираение и открыта на запад. Формы древнего эрозионного размыва выражены в ней неясно. Зато депрессия отмечена крутосклонными, замкнутыми или полужамкнутыми (Сам-Асмантай-Матай) озерными (соровыми) котловинами. Происхождение этих котловин, повидимому, карстовое.

Здесь же, вблизи котловин, развиты массивы субаэральных песков.

Развитие рельефа.

Итак, в чертах рельефа возвышенных районов западного Казахстана ясно выражены четыре основных генерации форм. Первую генерацию составляют поверхности *первичных абразионно-аккумулятивных равнин*. Наибольшей сохранностью эти формы обладают на Устюрте (наиболее молодом районе в геологическом отношении), меньшей — в Приаралье и еще меньшей — на Подуральском плато (самом древнем).

Вторую генерацию составляют *древнеэрозионные и аллювиально-аккумулятивные формы*. Из них слагается основной рисунок рельефа Подуральского и Приаральского плато (возвышенные плоские увалы, долины-лощины, древние аккумулятивные террасы). Древнеаллювиальные отложения слагают основу современных песков. К эрозионным формам относится весьма интересная Убоганская лощина, проходящая через среднюю часть Тургайского плато и соединяющая долины Тургая и Тобола. Эта лощина не освоена полностью современной гидрографической сетью. Считают, что в течение четвертичного периода она играла роль ложбины стока вод из Западной Сибири в Туран. Фазу этого стока обычно приурочивают к эпохе оледенения Западной Сибири.

Третью генерацию форм составляют *формы карстовые и субаэральные*. К ним относятся замкнутые и полужамкнутые озерные впадины Устюрта, массивы субаэральных песков и, повидимому, столово-останцовые формы. Характерной особенностью, бесспорной для песков, является вторичное развитие этих форм из форм древнеэрозионных и аллювиально-аккумулятивных. Для впадин и столовых останцов это менее очевидно. Косвенным указанием на этот способ проис-

хождения служит, однако, географическое расположение рассматриваемых форм. Впадины Устюрта ясно приурочены к широтной депрессии, отмеченной накоплением песков. Столово-останцовые формы свойственны окраинным участкам древних водоразделов или обрывов. Естественно предположить большую роль эрозионного расчленения в развитии этих форм. Древнее эрозионное расчленение было основой для приложения аридной и экстрааридной денудации. В процессе этой денудации мягкие, плавные очертания древних эрозионных увалисто-холмистых склонов постепенно заменились более крутыми и обрывистыми. Мелкие долины, в результате карстово-



Рис. 96. Суффозионно-карстовая впадина (фото Науцкого).

суффузионных и дефляционных процессов, а также местной («локальной») эрозии превратились в системы плоскодонных лощин с крутыми бортами. Более или менее монолитные эрозионные увалисто-холмистые массивы стали распадаться на системы столовых останцов, с характерными эрозионными и дефляционными скульптурными формами (карнизы, денудационные террасы и уступы и т. д.).

Четвертой генерацией форм являются *современные эрозионные и аллювиально-аккумулятивные формы*. О них уже говорилось. Это крутосклонная овражно-балочная сеть, пролювиальные шлейфы и широкие маломощные покровы аллювиальных отложений, прорезанные руслами временных рек в центральных частях древних ложбин.

Выделенные и охарактеризованные выше четыре генерации форм рельефа Западного Казахстана отличаются не только по генезису. Они представляют собой генерации разновозрастные.

Это дает основание установить, на геоморфологическом материале, определенную последовательность фаз развития поверхности

западного Казахстана. Ее можно представить следующим образом.

1) Первичные абразионно-аккумулятивные формы. От мела до верхнетретичного времени.

2) Эрозионное расчленение первичных плато и равнин. От мела до верхнетретичного времени (верхнетретичный Устюрт почти не расчленен).

3) Аридный и экстрааридный денудационный процесс. Преобразование эрозионных форм и возникновение столово-останцовых, суффuzionно-карстовых, дефляционных и локально-эрозионных форм. Четвертичный период.

Накопление четвертичных континентальных отложений.

В тесной связи с охарактеризованными этапами развития рельефа западного Казахстана происходило накопление на его поверхности континентальных отложений. Древнейшими отложениями подобного типа являются древнеаллювиальные отложения, залегающие на большой относительно высоте. Они представлены маломощными толщами песчано-галечных отложений на высоких водораздельных увалах западного Казахстана к востоку и западу от Мугоджар. Этим отложениям приписывается верхнетретичный возраст и «мугоджарское» происхождение.

Следующей, более молодой (нижнечетвертичной), серией являются отложения высоких террас рек и древних ложбин, сильно переветренные с поверхности. Эти отложения дали основной материал для построения крупнейших песчаных массивов западного Казахстана.

Третьей серией аллювиальных и делювиальных отложений являются осадки современных пойм и низких террас. К ним же относятся и пролювиально-делювиальные отложения шлейфов и склонов возвышенных увалов и столовых останцов.

Четвертичные плювиальные фазы в западном Казахстане.

Данные геоморфологического анализа устанавливают довольно большую древность сухих и теплых (аридных) климатических условий в западном Казахстане. Подобный режим установился, повидимому, здесь с нижнетретичного времени. Он не был, однако, абсолютно постоянным. В некоторые эпохи четвертичного периода климатические условия в западном Казахстане несомненно смягчались. Они становились более влажными. Это обуславливало оживление эрозионной работы и миграцию флоры и фауны.

Недавно были описаны довольно обширные дельты (конусы выноса) ряда потоков, стекавших с Подуральского плато в Прикаспийскую низменность. Сейчас эти потоки очень маловодны. Конусы же выноса обширны, хорошо выражены и имеют верхнечетвертичный (послехвалынский) возраст.

Довольно давно были описаны находки бобра (близ устья р. Темира) и торфяного оленя (на запад от Иргиза, под 48° с. ш.) в древнеаллювиальных отложениях. В современных климатических усло-

виях западного Казахстана эти формы существовать не могут. Также были найдены остатки дуба и хвойного леса (ель, лиственница) в террасовых отложениях р. Джиланчика. Наконец, Крашенинниковым было отмечено, что ботанико-географический анализ состава современной растительности западного Казахстана указывает, «что холодное дыхание высоких широт северного полушария эпохи постплиоцена должно было отразиться общим охлаждением и в Киргизском крае».

Эпохи похолодания способствовали широкой миграции северных форм на юг. В более сухие и теплые эпохи происходила миграция в обратном направлении. Под влиянием изменяющихся климатических условий верхнетретичного и четвертичного периодов происходило образование «того комплекса ксерофитных форм..., который положил основание современной флоре северных травяно-злаковых степей..., дополнившись еще новыми элементами, проникшими сюда в результате миграционных потоков, вызванных ритмичностью в смене климатов...».

Отдельные иммигранты, проникнувшие далеко на север или юг по ложбинам стока, являются сейчас ботанико-географическими реликтами. Таковы маленькие сфагновые болота с *Drosera rotundifolia* в сухой степи или тамариски и *Erigeron Aucherü* (приречная форма в горном Туркестане, Иране и М. Азии), доходящие до границ лесостепи и степи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

1. Для рельефа западного Казахстана характерно развитие древних эрозионных форм, своеобразного столово-останцового рельефа, развившегося путем аридной деструкции форм эрозионного типа, и форм субэразальных, карстовых и локально-эрозионных. Последние наиболее молоды.

2. Подобная совокупность форм указывает на длительное существование в западном Казахстане аридных климатических условий. Эти условия, повидимому, вполне установились к началу четвертичного периода.

3. На протяжении четвертичного периода аридные климатические условия несколько смягчались. Возможны были существование и миграция более холодной и влаголюбивой (чем современная) флоры и фауны. Повидимому, эти плювиальные фазы в западном Казахстане были синхронны эпохам оледенений.

Литература.

1. Герасимов И. П., К истории развития долин речных систем Эмбы, Темира и Чегана, Отчет о раб. почв. отряда Казахстанской экспедиции АН СССР, 4, 1930.
2. Герасимов И. П., Почвенный очерк восточного Устюрта, Отчет о раб. почв.-бот. отряда Казахстанской экспедиции АН СССР, 4, 1930.
3. Крашенинников И. М., Киргизские степи как объект ботанико-географического анализа и синтеза, Изв. Гл. бот. сада, 22 (1).
4. Пригоровский М. М., Геология, условия угленосности и водоносности Тургайского пролива Зюсса, «Пробл. сов. геол.», 5 (2), 1935.
5. Пригоровский М. М., Из геологических наблюдений в Киргизской степи к югу от Мугоджарских гор, «Геол. вестник», 1, 1915.
6. Tichonovitch N. N., Exposé de la tectonique du sud-est de la Russie d'Europe, «Ann. de la Soc. Géol. Belg.», 17.

ПЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАЗЫ (ФАЗЫ ОБВОДНЕНИЯ) В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ ТУРАНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ.

Туранская низменность занимает большую часть пониженных равнин Средней Азии. В настоящее время она характеризуется развитием типичных пустынных ландшафтов. Значительную часть и площадь занимают песчаные и глинистые пустыни, меньшую — пустыни каменистые (гаммада). В южной и восточной окраинной части Туранская низменность постепенно сливается с подгорными равнинами и предгорьями гор Средней Азии.

В рельефе пустынных районов Туранской низменности уже давно обнаружены следы древних влажных (плювиальных) эпох. Они представлены широкими покровами древнеаллювиальных отложений, древними речными руслами, замкнутыми котловинами с древнеозерными террасами. Эти наблюдения были положены в основу старого взгляда на прогрессивное усыхание в течение четвертичного периода поверхности Средней (а также и центральной) Азии. В настоящее время этот взгляд в основном оставлен; в замену его была выдвинута гипотеза периодических изменений климата современных пустынь в четвертичное время от более влажного и холодного к более сухому и жаркому. Этот взгляд будет ниже рассмотрен.

Рельеф.

Современный рельеф Туранской низменности развился путем древнего размыва больших массивов абразионно-аккумулятивных плато главным образом третичного возраста. Остаточными (останцовыми) массивами плато, сохранившимися до настоящего времени, являются плато Устюрт, Северо-Кара-Кумское (Заунгузское), плато юго-восточного Кара-Кума (Бадхыз и Карабиль), плато центральной Кизыл-Кума, Приаральское и Бедпакдалинское плато. Расположение этих останцовых плато весьма характерно. Они разделены двумя системами ложбин: первой, направленной к Аральскому морю, и второй, с выходом в Каспий. К первой относятся современные долины Чу, Сары-Су, Сыр- и Аму-Дарьи, отделяющие Бедпакдалинское плато от Приаральского, Приаральское от Кизыл-Кумского и Кизыл-Кумское от Кара-Кумского. Ко второй относятся ложбины Келифского Узбоя, Унгуза и Узбоя, отделяющие Северо-Кара-Кумское плато от юго-восточного и Устюрт от северного Кара-Кума.

Поверхность останцовых плато имеет различную морфологию. Наиболее равнинна поверхность Устюрта и Бедпак-Далы. Оба района представляют собой столовые возвышенности (каменистые пустыни), с поверхности сложенные третичными морскими отложениями (и более древними). Значительно изменены поверхности других. В центральных участках Кизыл-Кумского плато вкраплены горно-останцовые гряды, сложенные палеозойскими отложениями. Участки плато между грядами и вокруг них размыты и включают системы крупных впадин (древнеозерных, тектонических). Поверхность плато частично прикрыта субаральными песками; покров песка не сплошной. Приаральское плато расчленено на широкие плоскодонные депрессии

с песчаными массивами и окраинными зонами столово-останцовых возвышенностей (см. выше). Северный Кара-Кум и плато юго-восточного Кара-Кума расчленены на увалы и столовые останцы («кыры»), между которыми развиты глубокие ложины и вытянутые впадины. Поверхность этих плато, на большей части их площади, засыпана субаэральными песками.

Останцовые плато Турана отделяются друг от друга не только упомянутыми ложбинами. К ложбинам примыкают обширные площади пониженных равнин, занятые сейчас глинистыми или песчаными пустынями. Такими широкими пониженными равнинами являются: песчаные пустыни южного Прибалхашья; пески Муюн-Кум, примыкающие с юга, к долине р. Чу; песчаные и глинистые пустыни близ северо-восточного берега Аральского моря (район от Сыр-Дарьи к низовьям рр. Чу и Сары-Су); северный песчано-глинистый Кызыл-Кум; глинисто-песчаная пустыня Куны-Дарьи, примыкающая с запада к дельте Аму-Дарьи, пески центрального Кара-Кума. Большинство этих пониженных равнин обладает древними эрозионными и аллювиально-аккумулятивными формами. Здесь в частности хорошо сохранились следы старых русел. Исключение представляют песчаные пустыни центрального Кара-Кума и Муюн-Кума. Оба эти района почти нацело сложены толщей субаэральных песков, с характерными эолово-аккумулятивными формами.

Указанные морфологические особенности пониженных равнин позволяют считать их за древнеаллювиальные районы. Они образовались путем блуждания современных рек Средней Азии (Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, Чу и Сары-Су).

Районы пониженных равнин Средней Азии на юге непосредственно сливаются с подгорными равнинами. Вследствие этого здесь возникают своеобразные ландшафты песчаных гряд и глинистых (такыровых) заливов, отмечающих пути вторжения поверхностных вод в песчаную пустыню. Аналогичные формы, но более крупного масштаба характеризуют районы субаэральных дельт рр. Мургаба, Теджена, Сары-Су, Чу и др. Эти реки иссякают в песчано-глинистых пустынях, иногда образуя системы конечносточных озер.

Верхнетретичные и четвертичные отложения.

Наиболее древней толщей верхнетретичных и четвертичных континентальных отложений в Туране являются песчано-глинистые отложения, слагающие поверхность северного и юго-восточного Кара-Кумского плато. Эта толща выделена под названием «хивинской». Ей приписывают древнеаллювиальное происхождение и верхнетретичный возраст (Архангельский, 1931). Распространение толщи не связано с современной гидрографической сетью. Она слагает поверхность плато, подвергшихся уже в четвертичное время размыву.

Столь же древний возраст имеют нижние горизонты континентальных, пролювиальных отложений, слагающих предгорья и подгорные равнины. Как отмечалось, мощность подгорных отложений в Средней Азии достигает сотен метров. По литологии эти отложения очень однообразны. Это лёссово-галечниковые толщи пролювиального

происхождения. Стратиграфическое подразделение их не проведено. В верхних же горизонтах подгорных отложений древний пролювий постепенно переходит в современный.

Наиболее древними, повидимому, четвертичными отложениями на пониженных равнинах Средней Азии являются древнеаллювиальные отложения центрального Кара-Кума. Эти отложения подстилают покров субаэральных песков, образовавшихся путем развевания древнего аллювия. Весьма существенно подчеркнуть, что древнеаллювиальные отложения низменного Кара-Кума протягиваются широкой полосой от Аму-Дарьи, вдоль Копет-Дага к восточному берегу Каспийского моря. Распространение этих отложений, таким образом, не соответствует направлению современной речной сети.

Более молодую серию древнеаллювиальных отложений в Туране составляют отложения, слагающие поверхность аллювиальных равнин Прибалхашья (чинжилийская толща Г о р н о с т а е в а), низовьев Сыр-Дарьи, Чу и Сары-Су, северного Кара-Кума, Куны-Дарьи и т. д. На это указывает сохранность эрозионных и аллювиально-аккумулятивных форм рельефа этих равнин, а также взаимоотношения их с древними отложениями Аральского моря. В западной части северного Кара-Кума отложения с *Cardium edule* отчасти перекрыты аллювием.

Возможно, что молодой аллювий лежит в ряде пониженных равнин Турана на более древнем. По крайней мере две свиты аллювиальных отложений — древнюю и современную — имеют районы субаэральных дельт Мургаба, Теджена, Чу, Сары-Су и Зеравшана. Древний аллювий имеет при этом более широкое развитие, чем современный.

Широким распространением в Туране обладают субаэральные пески. Частично (в пределах останцовых плато) они образовались за счет развевания коренных пород. Однако большая часть их сформирована путем развевания древнего аллювия. Наиболее мощен пласт субаэральных песков в низменном Кара-Куме. На поверхности более молодых аллювиальных равнин Турана пески имеют спорадическое, островное распространение.

Развитие гидрографической сети.

Обрисованные геоморфологические особенности Турана, состав и распространение верхнетретичных и четвертичных отложений указывают на существенные изменения в рисунке гидрографической сети на протяжении четвертичного периода. Основой для реконструкции этой сети должно явиться распределение древнеаллювиальных отложений. Выше было выделено три главные серии древнего аллювия: верхнетретичная (плиоценовая) «хивинская» толща; нижнечетвертичная («кара-кумская») толща и средне- и верхнечетвертичная, слагающая поверхность низменных слабо развеванных равнин. Первая и вторая серия маркируют направление основной древней гидрографической сети. Если предположить развитие подобной же серии древнеаллювиальных осадков в районе Аральского моря, в границах новейших аллювиальных равнин, под покровом более молодого аллювия, то древнейшая гидрографическая сеть Турана в нижне-

четвертичное время будет такой, как показано на рис. 97. Указанное предположение вполне естественно. Оно опирается на характерную морфологию впадин Аральского моря — этой громадной плоской чаши, с берегами (восточным и южным), сложенными аллювием. Аллювий здесь уходит под уровень моря. Он распространяется на несколько десятков метров ниже современного уровня Арала (по данным бурения в дельте р. Аму-Дарьи и по Куны-Дарье). Естественно, что накопление этих аллювиальных отложений не могло происходить при современном расположении гидрографической сети и существовании Аральского моря как центрального водоприемника. Оно

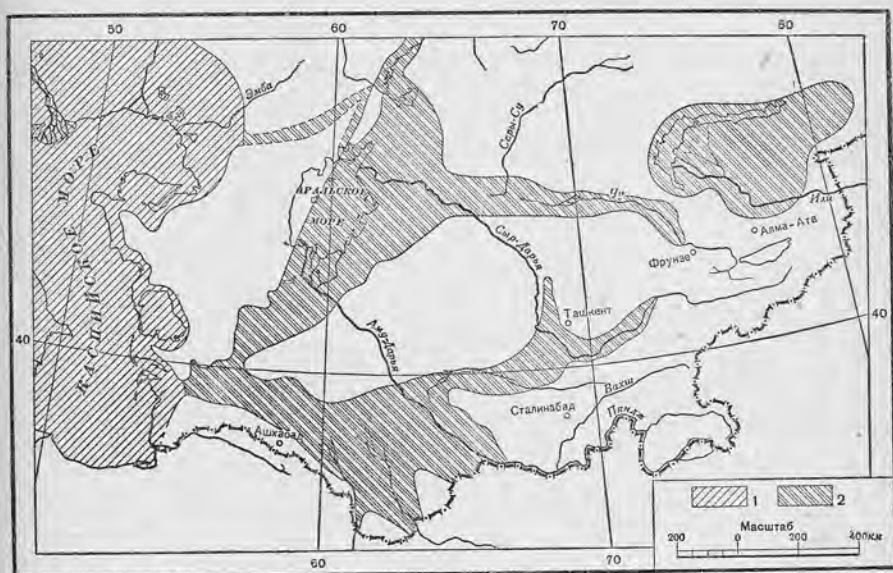


Рис. 97. Аллювиальные равнины в Туране в древнюю плейстоценовую фазу (по Герасимову).

1 — море; 2 — аллювиальные равнины.

отмечает более древнюю страницу в истории Турана — ту древнюю нижнечетвертичную фазу, когда Аральского моря еще не существовало и весь сток направлялся в Каспий. Этот сток происходил по двум основным путям — туранско-аральскому и южно-каракумскому. В древнюю фазу произошел размыв третичного плато с образованием двух обширных древнеаллювиальных равнин — Центрально-Туранской (восточное Приаралье, северные Кызыл-Кумы) и Южно-Туранской (низменные Кара-Кумы). Оба района имели характер аллювиальных равнин внутриматериковых низменностей. Для них была характерна небольшая мощность аллювия и его широкое покровное распространение. Только на юге Южно-Туранской аллювиальной равнины мощность аллювия увеличивалась. Здесь аллювиальная равнина приобретала черты подгорной (Прикопет-Дагской), характеризовавшейся новейшим тектоническим опусканием.

Образование Аральского моря — этого конечносточного бассейна для Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Чу и Сары-Су — послужило импульсом к коренной перестройке гидрографической сети во второй половине четвертичного периода. Весьма вероятно, что прекращение стока речных вод в Каспий было обусловлено поднятием в Прикаспийской области.

Аму-Дарья, используя долину притока, разработала новое русло (на участке Чарджоу-Питняк). Сыр-Дарья создала новый участок от Туркестана до Казалинска. Оба участка имеют сравнительно молодой характер.

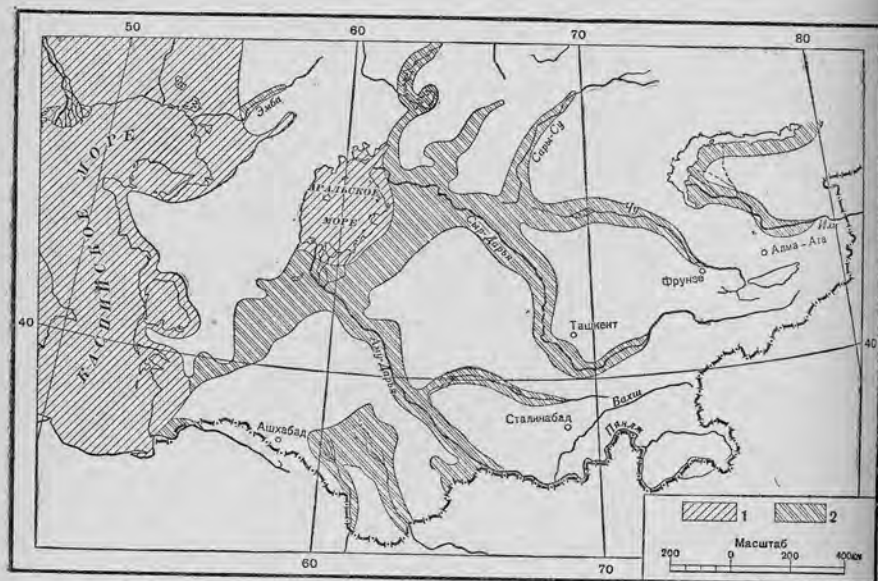


Рис. 98. Аллювиальные равнины в Туране в последнюю пливиальную фазу (по Герасимову).

1 — море; 2 — аллювиальные равнины.

К северо-востоку и востоку от Аральского моря воды Сыр-Дарьи, Чу и Сары-Су использовали для последующего блуждания площади древнеаллювиальной равнины. Таким путем были созданы обширные пространства относительно свежего эрозийного и аллювиально-аккумулятивного ландшафта северного Кара-Кума и восточного Приаралья. Воды Аму-Дарьи использовали для частичного стока более древний Узбойский пролив, образовав на пути своего следования аллювиальную Куня-Дарьинскую равнину.

Развитие песчаных пустынь.

Крупнейшие песчаные пустыни Турана — центральный и юго-восточный Кара-Кум, северный Кызыл-Кум, Приаральский Кара-Кум, Муюн-Кум — приурочены к древнеаллювиальным равнинам. Мощность субарального песчаного покрова и морфология поверх-



Рис. 99. Грядово-холмистые пески Средней Азии. Западная Туркмения (фото Прозоровского).

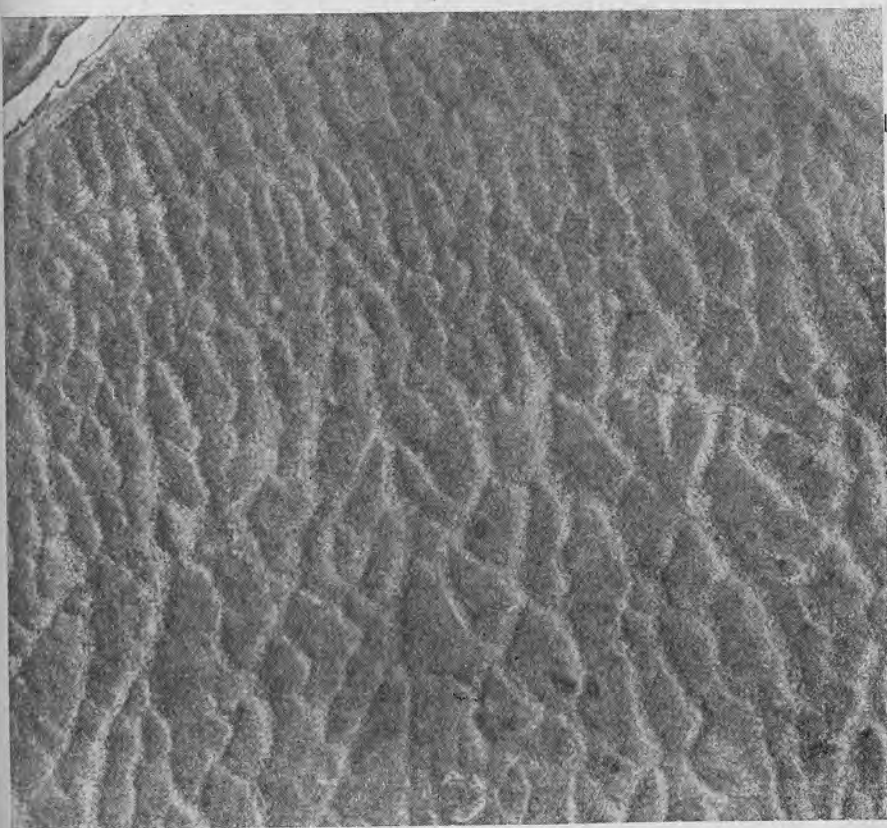


Рис. 100. Грядово-ячеистые пески Средней Азии. Вид с самолета.

ности делают возможным разделение песчаных массивов Турана на три группы.

Наиболее древними массивами песков являются пески типа центрального Кара-Кума. Субэральные пески здесь образуют почти сплошной покров, подстилаемый древним аллювием. Ясно выраженные и не засыпанные песками формы, эрозионные и аллювиально-аккумулятивные, отсутствуют. Господствуют крупные золово-аккумулятивные элементы, сложенные переветными песками (гряды, увалы, бугры, барханные поля). Этот тип песчаных пустынь уместно называть *древнеаллювиальными равнинами, погребенными под золовым песчаным покровом*. Образование подобных массивов началось давно — не позднее среднечетвертичного времени. Другим типом пустынных равнин являются *древнеаллювиальные равнины с островными песками*. Это наиболее молодые песчано-глинистые пустыни Турана. В них хорошо сохранились эрозионные и аллювиально-аккумулятивные формы рельефа. Они развились во второй половине четвертичного периода, в процессе блуждания современной гидрографической сети. Островные песчаные массивы подобных равнин находятся в процессе развития. Они относятся к двум типам — к типу прирусловых песчаных накоплений (дюнные массивы, развевание песчаного аллювия, вскрытого руслом) и к типу кучевых песков («урпак», развевание аллювия на междуречьях, по мелким бороздам). Третьим типом песчаных пустынь являются *песчаные равнины, вторично обводненные*. Они свойственны окраинам субэральных дельт (рр. Мургаба, Теджена и др.), междуречий (северного Кызыл-Кума), и подгорным районам. История развития их складывается из фаз развевания и фаз обводнения. Поэтому они характеризуются развитием довольно значительных по размерам песчаных массивов наряду с формами новейшего эрозионного размыва и накопления (глинистые площадки, русла и т. д.). Возраст подобных песчаных пустынь древнее, чем возраст районов с островными песками. Часть песчаных пустынь Турана образовалась в пределах древних останцовых плато. Обычно песчаный покров здесь маломощный и несплошной. В некоторых районах каменистых пустынь он, впрочем, получает значительное развитие. Эти районы подверглись древнему размыву и в связи с размывом — более глубокому развеванию (Бадхыз, Карабиль, Кара-Кумское плато и др.).

Климат Турана в течение четвертичного периода.

Широкое развитие древнеаллювиальных отложений на поверхности Туранской низменности свидетельствует о значительных переменах его физико-географического режима в течение четвертичного периода. На это же указывает существование в Кара-Куме и на Устюрте древнеозерных котловин с древними террасами.

Спрашивается, насколько эти физико-географические изменения отразились в колебаниях климата. Гипотезе сильных климатических изменений противоречит общий характер четвертичных отложений и история фауны и флоры. Четвертичные (частично верхнетретичные) отложения Турана относятся к аридному типу осадков. Таковы мощные толщи лёссово-галечных пролювиальных отложений в предгор-



Рис. 101. Вторично-разветленные (барханные) пески в Средней Азии, Западная Туркмения (фото Прозоровского).

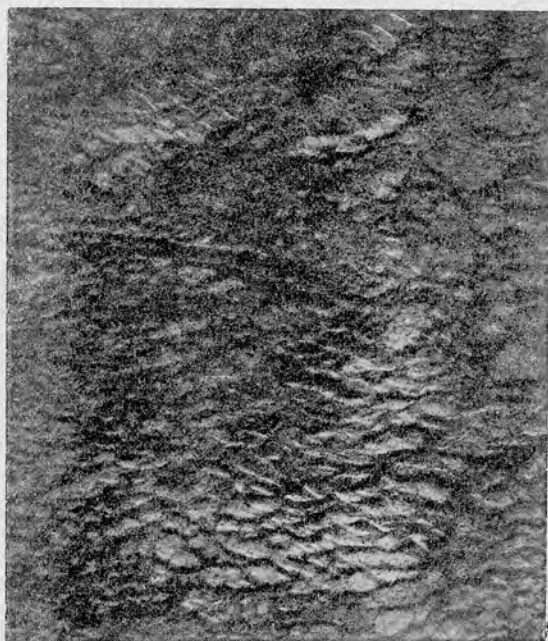


Рис. 102. Барханные и бугристые пески Средней Азии, Вид с самолета.

ных районах. Древнеаллювиальные отложения также обладают признаками аридного литогенезиса — они карбонатны и соленосны, не содержат гумусовых включений и горизонтов, в той или иной степени обогащенных железом (орудненных).

Флора и фауна Турана богаты разнообразными пустынными формами (*Salsola*, *Artrophytum*, *Anabasis*, *Calligonum* и др.), иногда эндемичными. Экзотические (относительно холодные) формы в флоре редки и принадлежат преимущественно к формам влаголюбивым. Можно думать, что они проникали в Туран по увлажненному низину, приспособляясь к высоким температурам. Сопоставление этих наблюдений заставляет считать, что те весьма широкие явления обводнения, о которых говорилось выше, происходили по преимуществу за счет транзитных вод, стекающих в низменности с соседних гор. Изменение климатических и орографических условий в горной области (развитие ледников, в частности) обусловило значительное повышение водоносности рек. Стекающие с гор, эти обильные речные воды широко блуждали на плоских низменных равнинах в поисках стока. На поверхности Турана создавались аллювиальные равнины.

Вряд ли, однако, климатические условия Турана в четвертичный период были совершенно однообразны. Весьма вероятно, что они испытывали определенные изменения, не переходившие, однако, общих рамок аридного режима. Прямых данных к этому пока нет; косвенными же являются указанные выше древние озерные террасы в котловинах Кизыл-Кума и на Устюрте. Эти котловины сейчас совершенно сухи. Былое развитие озер в них указывает на фазы более влажного климата. Об этом отчасти свидетельствуют и редкие представители влажных «экзотов» в растительности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

1. Основные формы современной поверхности Турана созданы на протяжении верхнетретичного времени и четвертичного периода. Главнейшим фактором этого развития был эрозионный размыв и аккумуляция, тесно переплетенные с дефляцией. Путем размыва были расчленены обширные площади третичных плато. Аккумуляцией созданы аллювиальные равнины. Путем развевания преимущественно аллювия образовались песчаные пустыни.

2. Среди аллювиальных равнин Турана следует различать новые, созданные во второй половине четвертичного периода при расположении гидрографической сети, сходной с современной, и древние, созданные реками, втекавшими в Каспий. Степень развеванности этих равнин различна. Древние равнины почти сплошь закрыты покровом субаэральных песков, новые равнины обладают островными песками.

3. Широкое развитие аллювиальных равнин, образованных при различном расположении гидрографической сети, позволяет выделять в четвертичной истории Турана не менее чем две фазы обводнения (плювиальные, или флювиальные, эпохи). Повидимому, эти фазы обводнения не были отмечены радикальной переменной климатического режима, хотя некоторое смягчение последних (благодаря усилению циклонических явлений) все же имело место. Пустын-

ный климатический режим в Туране с верхнетретичного времени обладает большой продолжительностью. Отмеченные смягчения климатических условий в фазы обводнения не выходили за рамки аридных условий. Возможно, что они синхронны по времени эпохам оледенения (см. ниже, гл. 10).

Литература.

1. Архангельский А. Д., Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи, Тр. ГГРУ, 12, 1931.
2. Геллер С. Ю. и Кунин В. Н., О происхождении современных континентально-песчаных накоплений, Доклады АН СССР, 4, 1933.
3. Герасимов И. П., Основные этапы развития современной поверхности Турана, Тр. Ин-та физ. географии, 25, 1937.
4. Герасимов И. П. и Чихачев П. К., Геологический очерк Кызыл-Кумов, Тр. ГГРУ, 82, 1931.
5. Горностаев Н. Н., Четвертичные отложения у северных подножий Джунгарского Ала-Тау, Изв. Зап.-Сиб. отд. Г. К., 9 (1), 1929.
6. Каульбарс А. В., Древнейшие русла Аму-Дарьи, Зап. ГО, 17 (4), 1887.
7. Макеев П. С., Очерк рельефа северо-восточных Кара-Кумов, сборн. «Кара-Кумы», изд. АН СССР, 1932.
8. Неуструев С. С., К вопросу о происхождении Приаральских Кара-Кумов и др. бугристых песков Туркестана, ИГО, 48 (6), 1912.
9. Обручев В. А., Закаспийская низменность, Зап. ГО, 20, 1896.
10. Попов М. Г., Флора пестроцветных толщ краснопесчаниковых низкогорий Бухары (фрагмент к истории флоры Туркестана), Тр. Турк. н. об-ва, 1, 1923.
11. Федорович Б. А., Геоморфология Унгуза, сборн. «Кара-Кумы», IV, изд. АН СССР, 1934.
12. Федорович Б. А., Материалы по морфологии Кара-Кумов, сборн. «Кара-Кумы», изд. АН СССР, 1930.

Глава 7.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК. ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ.

Общие данные¹.

Четвертичные отложения Дальнего Востока изучены очень плохо. Реконструкция условий четвертичного периода и в частности условий формирования рельефа затрудняется почти полным отсутствием работ, посвященных специально четвертичной геологии края. Материалы имеют по преимуществу косвенный характер.

Существенным вопросом четвертичной геологии Дальнего Востока является вопрос об установлении стратиграфической границы между третичными и четвертичными отложениями. Впервые Богданов и Чурин предложил проводить границу между плиоценовыми и четвертичными отложениями Камчатки по характеру залегания. Плиоценовые отложения, по его мнению, всегда в той или иной степени дислоцированы. Аналогичные мысли высказывают Машковцев, Чурин и Щербakov. Однако в условиях такой тектонически

¹ В составлении настоящей главы принял участие Ю. А. Ливеровский, предоставивший рукопись «Четвертичные отложения Дальнего Востока», из которой были заимствованы основные положения.

неустойчивой страны, как Камчатка, подобного рода признак недостаточен. Четвертичные отложения Камчатки в ряде случаев дислоцированы. То же может быть сказано в общем и для других районов Дальнего Востока. Отсутствие же достаточных оснований для разделения третичных и четвертичных отложений вызывает, естественно, весьма крупные разногласия при определении времени крупнейших фаз геологической истории Дальнего Востока.

Наиболее распространенной в настоящее время палеогеографической схемой для Дальнего Востока является схема К р и ш т а ф о в и ч а. Им устанавливаются следующие фазы четвертичной истории Японии, Китая, Монголии и Дальнего Востока:

1. Алданская доледниковая эпоха.
2. Чукотская эпоха — первого оледенения.
3. Номская межледниковая эпоха.
4. Таймырская эпоха — второго оледенения Забайкалья, Амурской области, Камчатки.
5. Камчатская послеледниковая эпоха, характеризующаяся ухудшением климатических условий, распространением тундры и неустойчивым состоянием лесов.
6. Современная эпоха.

Некоторые геологи первые фазы в схеме К р и ш т а ф о в и ч а относят к концу третичного времени. Так, например, К у ш е в Алданскую эпоху и начало Чукотского оледенения относит к концу третичного времени.

В настоящей главе, посвященной главным образом южным районам Дальнего Востока, мы не будем касаться подробно сложного вопроса о размерах оледенения на Дальнем Востоке (см. выше).

Основное значение в развитии рельефа этих районов имели тектонические движения земной коры и процессы эрозии и аллювиально-озерной аккумуляции. Дальний Восток пережил несколько фаз складчатости (герцинскую, киммерийскую, альпийскую). В результате альпийской складчатости рельеф Дальнего Востока значительно омолодился.

Кроме интенсивного складкообразования, сопровождавшегося поднятием горных хребтов, обширные участки суши опускались и образовывали громадные тектонические впадины. Эти впадины играют большую роль в строении современной поверхности Дальнего Востока.

В числе таких впадин можно назвать Сунгари-Уссури-Амурскую, Зейско-Селемджино-Буреинско-Амурскую, Верхне-Зейскую, а также крупные тектонические депрессии на Сахалине и на Камчатке (центральная камчатская депрессия).

В процессе опускания во впадинах накапливались мощные толщи континентальных озерно-речных отложений. Накопленные третичные отложения представлены сложными комплексами осадков — от крупных галечников до тяжелых суглинков и глин, богатых органическими осадками. Образовались обширные аллювиально-озерные равнины, которые в четвертичный период в результате понижения базиса эрозии и врезания речной сети в толщу третичных отложений превратились в плоские поверхности различных ступеней.

Третичные отложения, заполняющие Зейско-Селемджинско-Бу-реинскую и Верхне-Зейскую котловину, залегают сейчас на высоте до 200 м выше уровня современных рек.

Довольно подробное изучение рельефа, произведенное Павловским в западной половине озерного района Приамурья (в бассейне озера Эворон, р. Горитса, Баджал и др.), дало следующие результаты. Были указаны в качестве основных форм рельефа, кроме горных альпинотипных кряжей, имеющих останцовый характер, также и плато двух уровней: невысокое плато, в среднем возвышающееся над дном долин на 150 м, и высокое плато, приуроченное к внутренним частям водоразделов. Это плато имело высоту до 300 м.

Присутствие столь же высокого уровня древнего выравнивания и аккумуляции отмечено Быковым (по р. Зее), близ хребта Тукурингра, Каманниным (басс. рр. В. Бряхты и Гилюя), Кушевым (Сунгари-Амурская котловина).

Второе, более низкое плато (150 м) имеет в районе работ Павловского весьма широкое распространение. Сопоставляя высоты уровней планации, указанные различными исследователями, Павловский приходит к выводу об универсальном развитии этого уровня планации на Дальнем Востоке. По мнению Павловского, древний «аллювий», находящийся на поверхности этого плато, фиксирует важнейший момент послетретичной истории всего Приамурья. Последующее поднятие расчленило плато и определило положение современной гидрографической сети. При этом процесс формирования речной сети протекал в несколько фаз, судя по террасам у Амура и его крупнейших притоков.

Амурская депрессия.

Образование 300-метрового «плато» и близких к нему уровней, связанное с поднятием горных хребтов на высоту до 1100 м в Амурской депрессии, Кушев относит к концу неогена и к началу четвертичного периода. Дальнейшие поднятия вызвали формирование серии эрозионных речных террас (до 12), среди которых наиболее низкая имеет около 75 м над уровнем Амура. Поднятие сопровождалось оледенением горных областей.

После формирования 75-метровой террасы наступила эпоха, сопровождавшаяся общим опусканием Сунгари-Уссури-Амурской котловины. В это время в Амурской котловине шло накопление речных и озерных наносов (мощностью до 60 м). Широкое развитие неглубоких озерных водоемов, в которых отложились пылеватые суглинки, железистые конгломераты, а также иловато-пылеватые глины, весьма характерно для номской фазы. Погребенная флора и фауна номских отложений Амурской депрессии, по данным Кушева, говорят за более теплые климатические условия, нежели современные. Пыльцевой анализ торфов из обнажений у с. Зеленый бор (в зоне хвойной тайги) показал содержание пыльцы дуба (до 42%) и березы (36%). В номских железистых конгломератах Амура Кушевым найдены раковины *Viviparus* cf. *paucosus*, свидетельствующие, с одной стороны, тоже о более теплых условиях, с другой — о древнечетвертичном возрасте.

В эту фазу на Сахалине (В. О б р у ч е в) распространилась морская трансгрессия, отмеченная на высотах до 150 м над уровнем моря.

Таймырский ледниковый период сопровождался поднятием Приамурья и образованием эрозионных террас от 50—60 м до 18—22 м. Соответственные абразионно-эрозионные террасы отмечены в Амурском лимане.

Наконец, для послеледникового времени Кушевым отмечается в Амурской котловине фаза небольшого опускания (камчатская) с аккумуляцией пылеватых суглинков, песков и галечников.

Последовавшее затем понижение базиса эрозии привело к образованию 8—15-метровой террасы Амура, сложенной отложениями камчатской фазы. Последними, наиболее низкими, террасами Амура являются 4—6-метровая и современная пойменная, достигающая высоты 0—3 м.

Соответственные абразионно-эрозионные террасы были отмечены Кушевым в пределах Амурского лимана.

Четвертичная история Сунгари-Амурско-Уссурийской депрессии может быть сопоставлена с историей развития рельефа центрально-камчатской депрессии (Л и в е р о в с к и й, К у ш е в).

Центрально-камчатская депрессия.

Центрально-камчатская депрессия представляет собой громадную тектоническую впадину между Серединным и Валигинским хребтами полуострова Камчатки. В течение четвертичного периода в области депрессии накопились мощные толщи наносов, изучение которых не только дает ключ к раскрытию физико-географических условий четвертичного периода Камчатки, но и имеет большое значение для понимания четвертичной истории всего Дальнего Востока.

Изучение четвертичных отложений депрессии показывает картину, в основных чертах сходную с историей Амурской котловины.

К началу четвертичного периода (может быть, в конце плиоцена) в центрально-камчатской депрессии располагалось обширное и глубокое горное озеро, температурный режим которого был умеренно-теплым, сходным с горными водоемами умеренных широт. По берегам озера росли леса, состоящие из лиственницы, ели и березы.

Постепенное поднятие района сопровождалось обмелением озера и наступлением эпохи максимального чукотского оледенения.

После оледенения наступает фаза, сопровождавшаяся опусканием района. В начале немской фазы накапливались главным образом речные песчаные и галечниковые отложения, а местами валунно-галечниковые за счет размытого моренного материала. Наконец, интенсивное таяние ледников и отступление их вглубь горных цепей Валагинского и Серединного хребта вызвало образование обширного озера, занимавшего значительную часть депрессии. В этом озере отложились довольно мощные толщи пылеватых супесей и песков (до 100 м), изучение состава флоры и фауны которых указывает на сравнительно холодный климатический режим. В последовавшую таймырскую фазу тектоническое поднятие района вызвало обмеление и исчезновение озера. Река Камчатка врезается в толщу озерных

отложений и формирует свою долину (образование террас в 90—100 м, 70—80 м, 50—60 м, 35—40 м и 15—20 м.

Следующая фаза сопровождалась небольшим опусканием и накоплением аллювия.

И, наконец, последовавшее постепенное поднятие привело к образованию серии молодых террас Камчатки от 9—13-метровой до современной пойменной (1,5—3 м.).

Таким образом, четвертичная история центрально-камчатской депрессии оказывается весьма сходной с историей Амурской котловины.

Довольно подробный материал по рельефу и четверичным отложениям Верхне-Зейской котловины изложен Б ы к о в ы м.

В общем они также соответствуют изложенной схеме. Это дает основание считать, что вышеизложенные данные характеризуют общие моменты четвертичной истории всего Дальнего Востока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Оно сводится к следующему:

1. С начала четвертичного периода (конца плиоцена) большая часть дальневосточной территории СССР испытывает поднятие. В связи с поднятием происходит врезание рек и образование многочисленных серий террас. Климатические условия нижнечетвертичного времени были умеренно-теплые (на Камчатке — лиственница, ель и береза).

2. В связи с поднятием в горных системах севера Дальнего Востока развилось оледенение.

3. В середине четвертичного периода имели место опускания, накопление террасовых и озерных отложений. Климатические условия эпохи были довольно умеренными (дуб и береза в Амурском бассейне).

4. Во второй половине четвертичного периода имели место новые поднятия и развитие ледников. В результате поднятия образовался нижний комплекс террас.

Литература.

1. Б ы к о в Г. Б., К геоморфологии восточной части хребта Тукурингра, ИГО, 61 (5), 1935.
2. К р и ш т а ф о в и ч А. Н., Геологический обзор стран Дальнего Востока, 1932.
3. К у ш е в С. Л., Материалы по геоморфологии долины нижнего течения р. Амура, Тр. Ин-та физ. географии, 23, 1936.
4. Л и в е р о в с к и й Ю. А., Материалы к геоморфологии и четвертичной стратиграфии центрально-камчатской депрессии, Тр. Камч. эксп. АН СССР, 1937.
5. М а ш к о в ц е в С. Ф. и Ч у р и н П. В., Материалы к геологии и петрографии северной Камчатки, Тр. ГГРУ, 59, 1931.
6. П а в л о в с к и й Е. В. и Ц в е т к о в А. И., Северо-западное Прибайкалье, Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1935.
7. В о г д а н о в и т с х К., Geologische Skizze von Kamtschatka, «Pettermann's Mitteilungen», 1904.

ХАРАКТЕР ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОРО- И ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ВО ВНЕЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНАХ.

Общие предпосылки.

При анализе развития рельефа различных районов СССР неоднократно указывалось на проявление четвертичных оро- и эпейрогенических движений.

Наибольшее значение тектонический фактор играл в истории горных районов. В третьей части работы рассмотрен вопрос об истории и причинах плиоценового и четвертичного оледенения гор. Отмечены факты, свидетельствующие о довольно разнообразных тектонических движениях в горах в течение четвертичного периода. Установлено, что главной причиной верхнеплиоценового оледенения в горах были тектонические движения, поднявшие горные массивы выше снеговой линии. Однако и позднейшие проявления орогенеза были весьма значительны. На Кавказе, например, доказывается орогеническая фаза перед последним оледенением, с поднятием на 1000—1500 м.

В пятой части этой работы рассмотрена четвертичная история озерно-морских бассейнов понто-каспийской области. Отмечено, что в развитии бассейнов (перемещения береговых линий) тектонический фактор имел крупное значение. Это видно хотя бы из того, что районы Черного и Каспийского морей представляют собой котловины, наметившиеся в послепонтическое (черноморская) и предакчагыльское (каспийская) время. На более поздние движения указывает несогласованность уровней четвертичных террас.

Выше, в отдельных главах настоящей части, подчеркнута значимость тектонических явлений в развитии рельефа и накоплении отложений подгорных аллювиальных равнин. Эти районы характеризуются тектоническим погружением. Оно началось еще в дочетвертичное время и продолжалось в течение четвертичного периода. Тектоническим погружением объясняется большая мощность (свыше 100—200 м) аллювиальных и пролювиальных отложений, здесь накопленных.

В истории развития рельефа средне- и низкогорных районов СССР (Урал, центральный Казахстан, горные гряды южной Сибири и Дальнего Востока) тектонический фактор проявился в омоложении (вторичном размыве) древнего рельефа и создании реликтовых поверхностей выравнивания и предгорных ступеней. Тектонические движения в низкогорных районах происходили как в дочетвертичное время, так и в течение четвертичного периода.

Развитие эрозионного рельефа возвышенных равнин и плато СССР также стимулировалось тектоническими движениями, в четвертичный период и более ранними. Общей чертой рельефа этих районов является ступенеобразное расположение террас и элементов водоразделов, более древних — наверху, более молодых — внизу. Это обстоятельство указывает на общую тенденцию тектонического развития континентальных массивов в течение четвертичного периода — их прогрессивное воздымание. Положение о том, что причина последовательного размыва и врезания рек заключалась именно в указанной тенденции, а не в прогрессивном понижении абсолютных базисов,

доказывается в пятой части настоящей работы. В этой части рассмотрены колебания уровня южных морей-озер СССР в течение четвертичного периода. Выяснено, что уровни бассейнов не обнаруживали тенденции к последовательному понижению. Более широкий аспект этот вопрос приобретает в результате рассмотрения условий развития так называемых средиземноморских (океанических) террас. Устанавливается совместное влияние на перемещение береговой линии океана и морей эвстатических (колебательных), эпейрогенических (прогрессивное воздымание суши) и местных орогенических явлений. Из числа указанных движений наиболее важными для последующего изложения являются эпейрогенические.

Во второй главе второй части работы был рассмотрен вопрос об изостатическом поднятии Балтийского щита в поздне- и послеледниковое время. Факт этого поднятия установлен совершенно определенно. Величину поднятия центральной части Балтийского щита Т а н н е р (Таннер) определяет в 1000 м (при предположении неизменного уровня океана). Поднятие продолжается до сих пор и достигает 0,5—1 см в год. Для внеледниковых районов СССР определение величины поднятий и его характера является более сложным и менее изученным вопросом. Глубина врезания речных долин и высота речных террас не могут служить непосредственным указанием на высоту поднятия, так как скорость глубинной эрозии рек зависит также от климатических изменений, состава пород, геологической структуры и колебаний уровня бассейнов.

Несомненным представляется положение о различной скорости поднятия разных внеледниковых районов. Для Европейской части СССР этот вопрос разбирается выше, во второй главе. Там установлено, что амплитуда поднятий уменьшается с востока на запад; скорость, напротив, возрастает.

В геологической литературе высказывалось мнение о возможности четвертичных эпейрогенических движений различного знака в пределах континентальных массивов (М и р ч и н к). В качестве примера районов опускания (для Восточно-Европейской платформы) в четвертичный период приводились Полесье, среднее Приднепровье и другие. Как было показано выше (гл. 2) непосредственными геологическими данными этот взгляд мало подкреплён. Поверхность пород дочетвертичного возраста в пределах указанных депрессий залегает неглубоко от поверхности; она сильно размыта и обладает местными долинообразными депрессиями. Большая (до 100 м) мощность четвертичных отложений свойственна преимущественно этим древним эрозионным ложбинам (Д. Н. С о б о л е в). Также и бореальная ингрессия (см. ч. II) вызвана была не опусканием суши, а эвстатическим поднятием уровня океана. Балтийский щит, согласно взглядам Р а м з а я и его последователей, не испытывал перемежающихся поднятий и опусканий, как считали ранее, а непрерывно, хотя и с различной скоростью, поднимался.

Характер оро- и эпейрогенических движений.

Изложенное позволяет определить следующий характер оро- и эпейрогенических движений в течение четвертичного периода.

1. Наиболее общим проявлением тектонической активности земной поверхности в течение четвертичного периода было медленное эпейрогеническое поднятие континентальных массивов. Это поднятие имело дифференциальный характер, совершалось с различной скоростью и имело различную амплитуду. Указанные различия были в известной степени связаны с геоструктурой района и с древними тектоническими линиями. В тесной связи с широким эпейрогеническим воздыманием континентальных массивов происходило развитие рельефа. Благодаря временным (эвстатическим) колебаниям уровня океанов и морей, на береговых склонах континентов образовались древние террасовые ступени. Прогрессивный размыв и врезание рек обусловили развитие предгорных ступеней, древних поверхностей выравнивания, зон вторичного расчленения (мелкосопочник и террасированные склоны) и высоких древних террас.

2. Весьма характерным частным проявлением тектонической активности земной поверхности в течение четвертичного периода, преимущественно его начала, были энергичные тектонические (орогенические) движения в горных и предгорных районах. Эти движения проявлялись в относительно быстрых и крупных поднятиях горных массивов или их частей и столь же значительных опусканиях подгорных и межгорных впадин. В связи с энергичным характером этих дислокаций внутри горных районов и в особенности в зонах контакта гор и впадин возникали дислокации складчатого типа. В течение четвертичного периода в Закавказье, Забайкалье и на Камчатке имели место вулканические явления.

Влияние ледяной нагрузки (ледниковых покровов) на характер движений.

В геологической литературе было высказано мнение с большим влиянии ледяной нагрузки (веса ледниковых покровов) на характер тектонических движений в течение четвертичного периода. В основе этого мнения лежало предположение об изостатическом характере медленных, часто сводообразных, поднятий континентальных массивов и гор после стаивания древних ледников.

Наиболее подробно и обоснованно подобный взгляд был применен к изучению сводообразного поднятия Балтийского щита в поздне- и послеледниковое время (см. гл. 2 ч. II). С меньшим фактическим обоснованием это предположение распространялось и на другие районы, подвергшиеся оледенению. Существо предположения сводилось к утверждению погружения или во всяком случае длительной задержки в прогрессивном поднятии северных и южных районов в периоды оледенения. После стаивания льдов происходило неравномерное (сводовое) поднятие — «всплывание».

Во внеледниковых районах погружение северных частей континентов и гор вызывало, согласно изложенному взгляду, компенсационные изостатические поднятия. Проверить и обосновать с фактической стороны это предположение довольно трудно. Можно напомнить только косвенное подтверждение, изложенное в пятой главе второй части. Оно заключается в рассмотрении условий развития долинных зандров на Европейской территории СССР. Обширное

накопление флювиогляциальных и древнеаллювиальных отложений в доледниковых депрессиях Днепра и Дона часто объясняется затрудненным оттоком скопившихся вод. Затрудненный отток мог быть вызван поднятием Днепровской кристаллической полосы и Калачевско-Ергенинского района. Выход из древних депрессий благодаря этому затруднялся, и реками были разработаны молодые участки прорывов. В этой схеме поднятие возвышенных районов внеледниковой зоны должно быть синхронным погружению или задержке в поднятиях северных. В этом последнем случае возможно говорить только об относительном поднятии южных массивов. С задержками или замедлениями в поднятии горных массивов (в эпохи оледенения) часто связывают накопление террасовых отложений в горных долинах. Дальнейшее углубление долин и образование террас, напротив, объясняют поднятием при уменьшении массы льдов.

Допуская возможность влияния ледяной нагрузки на характер тектонических четвертичных движений (главным образом в форме временных задержек поднятия), все же нельзя этими закономерностями заменить обрисованные выше. Гляцио-изостатические движения накладывались на общие тенденции тектонического развития, в той или иной мере их осложняя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

1. Четвертичный период характеризуется проявлением тектонических движений суши различного типа.

2. Основными типами движений было медленное эпейрогеническое поднятие континентальных массивов, дифференциального характера, с различной скоростью и амплитудой.

Большое значение в характере этих движений имела геоструктура района и древние тектонические линии. Развитие рельефа внеледниковых районов было тесно связано с этими движениями.

3. Значительное развитие в четвертичном периоде имели более энергичные орогенические движения в горных и подгорных районах (поднятия и опускания), сопровождавшиеся местными проявлениями складчатости. Они оказали существенное влияние на развитие горных оледенений, подгорных аллювиальных равнин и перемещение береговых линий бассейнов понто-каспийской области.

4. Гляцио-изостатические движения под влиянием веса ледяных покровов осложняли эпейрогенические и орогенические, содействуя еще большей дифференциации их. Они могли создать некоторые элементы зональности в тектонических проявлениях на равнинах Центральной Европы.

Литература.

1. Мирчинк Г. Ф., Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, II, 1933.
2. Соболев С. С., Эрозия на территории Украинской ССР, «Почвоведение», 3, 1937.

Кроме того, из литературы к гл. 1 см. предшествующие библиографические указатели к главам 1—6.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ЛЁССОВ И ЛЁССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.

Выше, при характеристике состава четвертичных отложений приледниковых районов (ч. II, гл. 5), был рассмотрен вопрос о способе накопления лёссов «гляциальной» формации. При характеристике рельефа внеледниковых районов неоднократно упоминались лёссы и лёссовидные отложения «континентальной» формации. Этим отложениям приписывалось эоловое, делювиальное, аллювиальное и пролювиальное происхождение. Было упомянуто, что Бергом (также Hanssen и Münichdorfer) развивался взгляд о происхождении лёссов и лёссовидных пород путем элювиального (почвенного) облессования различного типа отложений.



Рис. 103. Лёссовый обрыв. Берег Азовского моря.

В настоящей главе будет более подробно изложена общая характеристика лёссов и лёссовидных отложений и рассмотрен вопрос о генезисе лёссов «континентальной» и «гляциальной» формации.

Это необходимо сделать на основании нижеследующего:

1. Лёссы и лёссовидные отложения являются наиболее распространенными и характерными четвертичными отложениями (наряду с ледниковыми и водно-ледниковыми).

2. Генезис лёссов и лёссовидных отложений представляет целую проблему четвертичной геологии, разрешаемую весьма различным образом.

Лёссы как особый тип континентальных отложений.

Общие свойства. Слово «лёсс» — германского происхождения. Его корнем является выражение «lose», синоним «locker, ergeblich», что значит «легко распадающийся», «рассыпчатый», «рыхлый». Это название является народным выражением жителей Рейна, став-

шее в настоящее время широко популярным. Термином «лѣсс» определяется порода континентального происхождения, светлобурого цвета с сероватым, красноватым или коричневым оттенком, пористая, пылеватая (преобладание частиц размером от 0,05 до 0,005 мм) и рыхло-комковатая, известковая, образующая вертикальные столбовидные отделности или обрывы. Типичный лѣсс не слоист и содержит раковины преимущественно сухопутных моллюсков (*Helix*, *Purpilla* и др.). От *типичного лѣсса* следует отличать:

- 1) выветрившийся;
- 2) вторичный, или переотложенный;
- 3) уплотненный (каменный);
- 4) лѣссовидные отложения.

Выветрившийся лѣсс представляет собой типичный лѣсс, измененный процессами почвообразования и выветривания. Наиболее характерные изменения заключаются в выщелачивании карбонатов и вторичном перераспределении главным образом лимонита. Выветрившийся лѣсс часто приобретает красноватый или сизый характер, обязанный явлениям окисления и раскисления. Выветрившийся (на всю толщу) лѣсс широко распространен во влажных областях Западной Европы под лесной растительностью (например во Франции).

Вторичный, или переотложенный, лѣсс по сложенности и механическому составу напоминает типичный. Отличием является приобретение слоистости, меньшей литологической однородности и включения раковин пресноводных моллюсков.

Уплотненный (каменный) лѣсс описан в Средней Азии. Он представляет собой довольно плотную мергелистую породу, часто сланцеватую, с незначительной пористостью.

Лѣссовидные отложения представляют собой весьма разнообразную группу отложений. Общим свойством их является карбонатность и значительное содержание пылеватых (0,05—0,005 мм) частиц в механическом составе. По соотношению с другими фракциями можно различать лѣссовидную глину, супесь, лѣссовидный песок. Лѣссовидные отложения часто слоисты и содержат остатки пресноводных форм и растительных остатков. Они часто также щебнисты. В таблице 1 (стр. 288) представлены данные механического анализа различных типов лѣссов и лѣссовидных пород, иллюстрирующие вышесказанное.

Содержание карбонатов (кальция и магния) в лѣссах различного типа может сильно колебаться. Приводим некоторые данные (табл. 2).

Представление о степени порозности типичного лѣсса дают данные Г о р г а н о в и к а (Gorganovic), относящиеся к лѣссам Дуная.

	Лѣсс	Лѣссовидный суглинок
Объемный вес	1,670	1,917
Удельный вес	2,828	2,715
Объем пор	40,997	29,397

Петрографический и химический состав лѣссов.

Основными минералогическими компонентами типичного лѣсса являются:

К в а р ц. Всегда преобладает. Мелкие зерна кварца обычно остроугольные. Более крупные — остроугольные и сглаженные. Округ-

ТАБЛИЦА 1.

Механический состав лёссов и лёссовидных отложений.

Наименование образца	Содержание частиц размером от — до в мм			
	> 0,25	0,25—0,05	0,5—0,01	< 0,01
Т и п и ч н ы е л ё с с ы				
Лёссы Рейна				
Кайзертул	0,4	22,1	58,8	17,7
Рингшейн	—	26,6	55,4	18,0
Лёссы Вольни				
Биененхоф	0,3	10,9	72,2	16,6
Лёссы СССР				
Брянский	0,2	5,4	44,8	49,6
Полтавский	—	0,7	40,8	58,5
Сибирский (Приобский)	—	3,0	41,0	49,2
Чимкентский	—	0,5	50,3	49,2
Ходжентский	—	1,6	52,3	66,4

Вторичные лёссы и лёссовидные отложения

Лёссовидная глина Рейна (Готтенгейм)	7,2	31,1	28,9	32,8
Озерный лёсс Вольни (Терешкович)	2,0	10,4	29,2	58,4
Лёссовидный элювий кристал. пород (Мугоджары)	22,4	22,5	24,4	30,2
Лёссовидные суглинки делюв. (Ергени)	0,1	3,1	50,9	45,8
Лёссов. пролюв. отложения (Туркмения)	0,1	29,4	50,1	20,6
Лёссов. аллюв. отложения (Аму-Дарьи)	0,4	22,4	34,1	43,1
Лёссов. сугл. с древнекасп. фауной (зап. Казахстан)	12,7	20,6	20,5	46,2
Лёссов. суглинки Кузбасса	0,3	1,5	30,8	67,5
Сыртовые глины Заволжья	0,1	16,9	35,1	42,9
Глинистые лёссы нижнего Днепра (шоколадные)	0,1	1,5	10,7	87,6

лые зерна редки. На зернах кварца часто известковые и железистые пленки. Составляют до 50% и более от всей массы породы.

И з в е с т ь. Встречается в четырех формах: обломки известковых пород, мелкие зерна кристаллические (кальцит) и аморфные, пленки и конкреции. Последние достигают крупных размеров и имеют форму сростков, или кукол (журавчиков). Содержание доходит до 20—30%.

Г л и н н ы е м и н е р а л ы. Минералогическая природа трудно

определима. Каолинит очень редко. Составляют до 20% и более от общей массы.

Дополнительные минералы. В большинстве — обломочные, редко новообразования (гипс и др.). Состав варьирует очень сильно. Из легких минералов обычно присутствуют полевые шпаты и слюды (иногда глауконит); из тяжелых: магнетит, циркон, рутил, анатаз, турмалин, дистен, андалузит, эпидот, гранат, глаукофан, авгит, роговая обманка и некоторые другие. Содержание колеблется от нескольких процентов до 10 и более.

ТАБЛИЦА 2.

Содержание CO_2 в лёссах и лёссовидных отложениях (в %).

Наименование образца	Содержание CO_2	Наименование образца	Содержание CO_2	Наименование образца	Содержание CO_2
Западная Европа		Восточная Европа		Азия	
Парижский район (Виллежуиф)	8,7	Бассейн Дуная (Белгород)	4,1	Лёссы Чимкента	9,3
Нормандия (Люк-сюр-мер)	7,8	Бассейн Днепра (Волынь)	3,9—5	Лёссы Ферганы	9,2
Бельгия (Тирле-монт)	7,5	То же (Киев)	3,6	Лёссов. сугл. Кузбасса	2,3
Бассейн Рейна (Страсбург)	9,9	То же (Полтава)	3,4—5,1	Лёссы Приобья	4,2—4,8
То же (Гейдельберг)	11,6	Суглинки Ергеней	5,3	Лёссы Китая (Шаньси)	3,4—5,7
Бассейн По (Пьемонт)	2,8—4,8	Сыровые глины Заволжья	6,3	То же (Хенань)	4,1—5,1

Примечание. Увеличение содержания CO_2 в западноевропейских лёссах обусловлено, по видимому, вторичным обогащением породы карбонатами, вымытыми сверху.

Важной особенностью состава дополнительных минералов в лёссах является присутствие среди них местных минералов, то есть тех, которые содержатся в коренных породах, слагающих район распространения лёссов. В этом отношении интересен глауконит. Он отсутствует в китайских лёссах, где имеют малое распространение осадочные морские отложения, и встречается в лёссах Франции и Рейна.

В рейнских лёссах часто встречаются обломки мела; в парижских лёссах — фораминиферы; в бассейне Роны — магматические породы, в китайских лёссах — материал из нижних «гиппарионовых глин» (Лей, Lee) и т. д.

Из данных по петрографическому составу лёссов можно сделать следующие два заключения:

ТАБЛИЦА 5.

Химический состав лёссов.

Наименование образца	Содержание в %									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂
Лёсс Франции (Виллежуйф)	63,11	6,56	2,82	0,26	0,10	—	6,33	0,73	1,70	4,27
Лёсс Германии (Райн, Гейдельберг)	56,35	7,47	2,41	0,70	0,06	2,57	13,97	1,30	3,60	11,66
Лёсс СССР (прилуцкий)	72,75	6,66	2,19	—	0,52	0,84	8,86	—	—	5,54
То же (трубовский)	75,34	6,57	2,06	—	0,80	0,80	6,39	—	—	5,03
То же (чиркентский)	59,76	10,10	5,30	—	—	2,82	12,11	—	—	9,35
То же (ходженский)	51,70	10,82	5,12	—	0,06	2,59	13,39	2,03	2,84	9,23
Лёсы Китая (Шаньси)	61,23	11,35	3,50	2,20	—	3,95	13,40	1,65	2,10	—
То же (Хенань)	64,22	18,10	—	—	—	2,90	4,10	0,22	0,99	4,10

1. Богатство лёссов кварцем, известью и глинистыми минералами и обычно незначительное содержание дополнительных свидетельствует о весьма глубокой выветрелости породы. Большая часть минералов, относительно легко поддающихся выветриванию (главным образом полевые шпаты и слюда) превращена в «глины».

2. Состав тяжелых минералов часто обнаруживает местный характер, свойственный ассоциации данной страны.

Данные по химическому составу лёссов приводятся в табл. 3.

Данные таблицы показывают, что общими чертами лёссов являются:

1) преобладание SiO₂ над другими компонентами, в соотношении, ясно указывающем на наличие большего содержания кварца;

2) значительное содержание Al₂O₃;

3) заметное содержание щелочных металлов, входящих как в состав глинистых и дополнительных минералов, так и находящихся в поглощенном состоянии (в катионной форме);

4) высокое содержание карбонатов кальция и магния; часть катионов Ca и Mg находится также в поглощенном состоянии.

Интересные данные приводит Морозов по химическому составу отдельных механических фракций лёссов (табл. 4).

Вывод из данных таблицы — прогрессивное изменение соотношения между SiO₂ и R₂O₃ не в пользу первого.

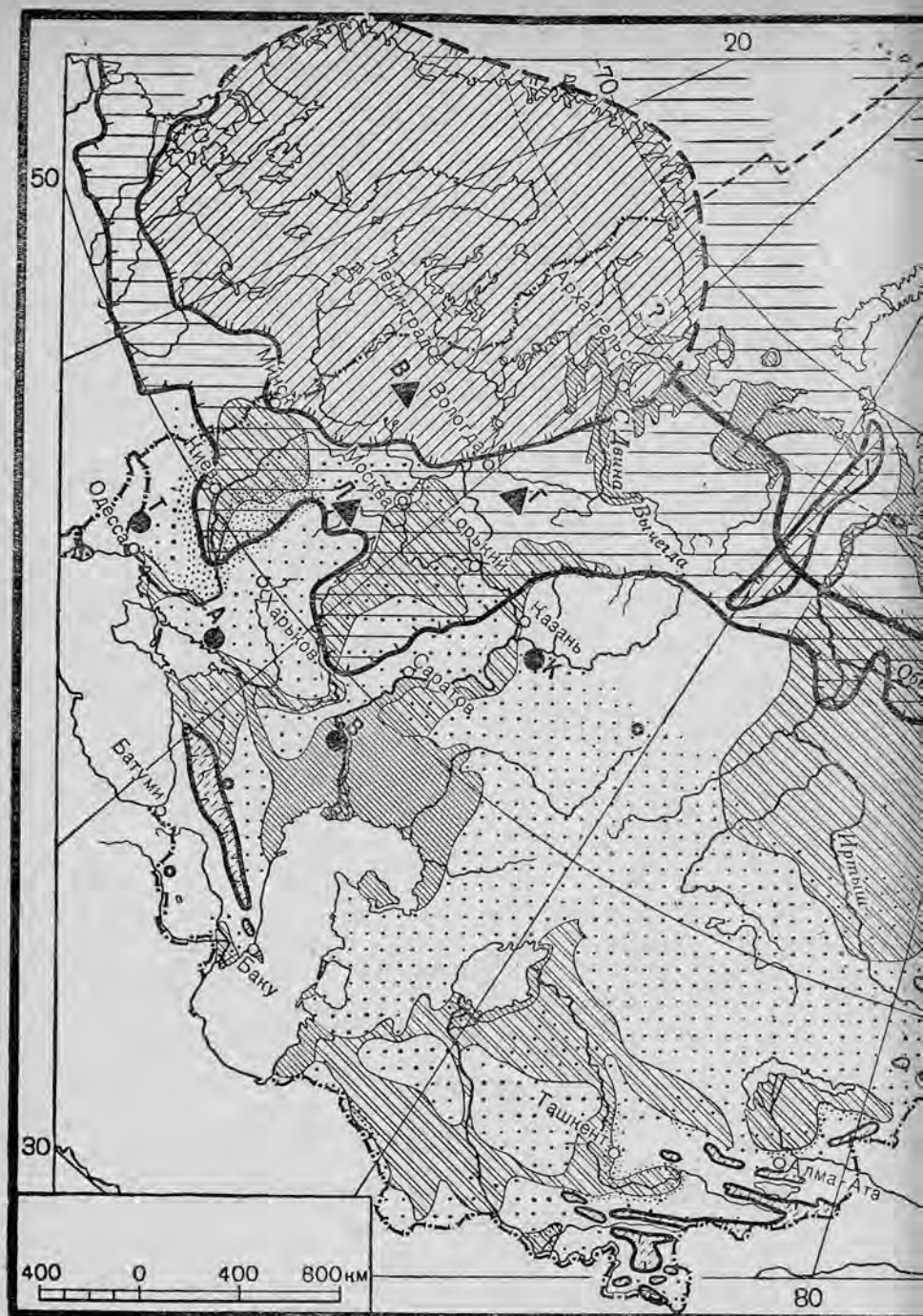
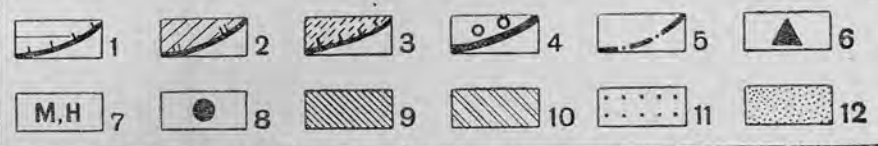
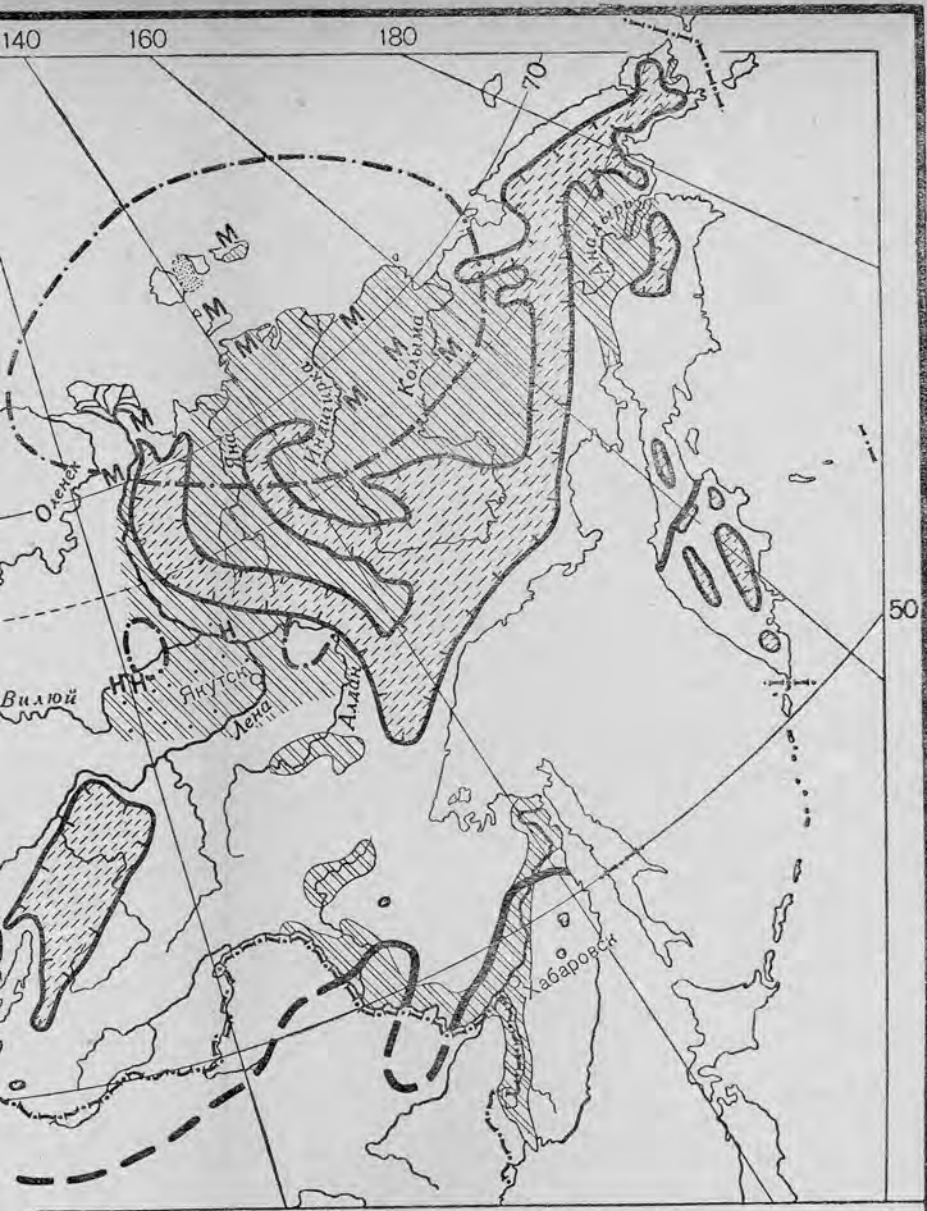


Рис. 117. Обзорная карта

1 — граница максимального оледенения европейского и сибирского покровов; 2 — граница пос. 5 — граница значительного распространения ископаемого льда; 6 — ископаемая менделеевская (В) и Камская (К); 9 — максимальное распространение моря (хвалынская и борельная)



117. Обзорная карта оледенений и основных типов отложений четвертичного периода. 1 — граница последнего оледенения европейского и сибирского покровов; 2 — граница последнего оледенения европейского и сибирского покровов; 3 — распространение и скопления межледниковой флоры: Лихвина (Л), Галича (Г), Валдая (В); 7 — места находок туш мамонта (М) и лошади (Х); 8 — аллювиальные равнины; 9 — лёссовидные отложения; 10 — лёссовидные отложения; 11 — лёссовидные отложения; 12 — лёссовидные отложения.



ий четвертичного периода.
 покровов; 3 — распространение несплошного (горного) оледенения; 4 — граница вечной мерзлоты; 5 — места находок туш мамонта (М) и носорога (Н); 6 — фауны: Тираспольская (Т), Азовская (А), Волжско-Каспийские отложения; 12 — лёссы. На карте: 1, 2, 3 — горное оледенение Урала, Таймыра и Но-

ТАБЛИЦА 4.

Химический состав различных механических фракций лёссов

(в процентах на бескарбонатную почву, CaCO_2 в процентах на сухую навеску).

Прилукский лёсс	SiO_2	Al_2O_3 ($\text{O}_2 + \text{P}_2\text{O}_5$)	Fe_2O_3	CaCO_3
Весь образец	83,23	7,63	2,52	12,59
Фракции: 0,01—0,05 мм	89,11	3,51	1,56	5,00
1—0,54 μ	51,31	18,15	8,96	10,77
0,40—0,28 μ	48,27	18,86	9,38	6,30
0,22 μ	44,67	19,49	9,64	40,84

по мере уменьшения размеров фракции — объясняется увеличением содержания «глинных» минералов и уменьшением кристаллического кварца в тонких фракциях.

Демолон (Demolon) пытался выяснить минералогическую природу глинных минералов лёссов. Он обрабатывал глинистую фракцию лёссов горячей серной и соляной кислотой и определял химический состав материала, перешедшего в раствор. Результаты исследования оказались следующие: были выделены алюмо-силикатные комплексы без определенной химической индивидуальности,

не содержащие свободного глинозема и с соотношением $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ более двух. Демолон сделал вывод об отсутствии в лёссах процессов аллитизации и присутствии силикатов, более богатых кремнеземом, чем каолинит. Аналогичные результаты получил Гегель (Gaegel).

Химический состав лёссов интересно сравнить с составом магматических и осадочных пород. Это сделано в табл. 5.

ТАБЛИЦА 5.

Химический состав лёссов, магматических и осадочных пород (по Гоббсу (Hobbs) и Малышевой) в %.

Породы Компоненты	Лёссы (среднее из 16 ана- лизиров)	Магматич. породы	Глинистые сланцы	Песчаники
SiO_2	68,35	61,02	64,18	86,27
Al_2O_3	8,28	15,85	16,91	5,58
Fe_2O_3	2,13	3,92	4,44	1,29
FeO	0,74	3,48	3,05	0,59
MgO	3,44	3,60	3,07	0,88
CaO	13,35	5,24	3,41	3,45
Na_2O	1,53	3,96	1,39	0,65
K_2O	2,21	3,23	3,56	1,29

Из данных таблиц ясны отличия лёссов от других типов пород. Наиболее общие черты свойственны лёссам и песчаникам. Однако характерным отличием является повышенное содержание СаО и MgO в лёссах.

Таким образом, петрографические и химические свойства отличают лёссовые отложения от ряда других осадочных образований. В связи с тем, что возраст лёссовых отложений по преимуществу четвертичный, эти отложения заслуживают особого внимания в нашей работе.

Агрегатность лёссов.

Выше были отмечены два характерных свойства лёссовых отложений — их пористость и пылеватое сложение. Оба эти свойства являются общими для всех лёссов и лёссовидных пород, кроме «каменных» лёссов. Поэтому весьма важно выяснить причины специфического сложения лёссов.

По этому вопросу наиболее интересные и обоснованные взгляды были высказаны Бергом, Ганссеном (Hanssen) и Мюнхдорфером (Münichdorfer). Берг предложил различать два явления в лёссообразовании. Первое заключается в накоплении глинистой породы нелёссовидного сложения. Второе — в последующих процессах облёсования в сухих и теплых (степных и пустынных) климатических условиях. Облёсование, согласно этой гипотезе, должно заключаться в обызвестковании породы и приобретении агрегатной структуры вследствие свертывания (коагуляции) мелких коллоидных частиц в более крупные и довольно прочные пылеватые и мелкозернистые агрегаты.

Ганссен (Hanssen) предложил процесс облёсования считать за один из трех характерных типов выветривания. Он назвал его гидратным в отличие от глинистого и латеритного. Гидратное выветривание, по Ганссену, свойственно сухому климату. Образующиеся здесь каолиновые силикаты связываются с щелочными или щелочноземельными основаниями и образуют комплексные, насыщенные основаниями «цеолитные» силикаты, которые и составляют основную «глинную» массу лёссов. В подтверждение своих взглядов Ганссен произвел опыт с превращением части каолина под влиянием обработки его щелочным силикатом в «цеолитный» силикат. Содержание пылеватых частиц (0,01—0,1 мм) в этом опыте увеличивалось с 3,3% (в каолине) до 43,2%. Теоретически можно считать, что подобный же эффект «свертывания» под влиянием ионов Са возможно получить и без образования «цеолитного» силиката. Учение Гедройца и Вигнера (Viegner) достаточно разъясняет этот процесс.

Изложенные выше заключения можно проверить экспериментальным путем. Если лёссовые отложения действительно состоят в значительной части из агрегатов коллоидных частиц, можно, воздействуя на образцы лёсса диспергатором (например ионом натрия), добиться обратного эффекта развертывания. Ниже мы приводим некоторые экспериментальные данные такого характера. В таблице 6 сравнивается механический состав лёссовых и лёссовидных отло-

жений естественного образца и образца с предварительно удаленными карбонатами и насыщенного Na-ионом.

ТАБЛИЦА 6.

Микроагрегатный состав некоторых лёссовидных отложений СССР.

Наименование образца	Способ обработки	Содержание частиц размерами в мм		
		> 0,01	< 0,01	< 0,001
Лёссовидный суглинок аллювиальный (дельта р. Аму-Дарьи)	Естественный образец	30,15	69,89	4,30
	Бескарбонатный на- сыщенный	30,50	69,50	23,70
Лёссовидная супесь аллювиальная (дельта р. Мургаб)	Естественный	74,20	24,80	2,60
	Бескарбонатный на- сыщенный	55,55	44,45	33,90
Лёссовидный суглинок аллювиальный (дельта р. Мургаб)	Естественный	51,79	45,30	0,10
	Бескарбонатный на- сыщенный	39,37	60,40	35,50
Полтавский лёсс	Естественный	69,38	30,60	19,67
	С предварительной обработкой, но не насыщенный	53,13	46,76	22,42

Данные таблицы 6 показывают, что первые три образца лёссовидных отложений дали несомненный эффект «развертывания». Полтавский лёсс, напротив, обнаружил недостаточный результат.

Последнее можно объяснить двумя причинами:

1) не было достигнуто полного диспергирования; теоретически это вполне возможно, так как полное развертывание достигается только при удалении карбонатов (иона Са — коагулятора, препятствующего развертыванию) и полном насыщении породы одновалентным катионом; ни то, ни другое в указанном эксперименте, повидимому, не достигнуто;

2) преимущественным кварцевым мелкопесчаным составом пылевой фракции (естественной структурностью).

Это последнее положение иллюстрировано таблицей 7, где приведено содержание кварца в различных фракциях лёссов. Данные получены микроскопическим путем, и ими не охватываются фракции менее 0,01 мм. Последняя фракция, как видно из химических и петрографических определений, часто состоит преимущественно из «глинных» минералов.

ТАБЛИЦА 7.

Содержание кварца (в %) в различных фракциях лёссов.

Наименование образца	Размер фракции от — до в мм		
	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01
Брянский лёсс	90	80—90	80—90
Полтавский лёсс	60	90	преобл.
Днепропетровский лёсс	—	75	50
Лёссовые отложения Предкавказья	70	70	преобл.
Лёссовые отложения Кузбасса	48	76	52

Содержание фракции менее 0,01 мм в глинистых лёссах достигает 60—70%, в типичных лёссах 40—50% и в песчаных уменьшается до нескольких процентов.

Таким образом, преобладание или повышенное содержание пылеватых частиц в лёссах и лёссовидных отложениях объясняется следующим:

- 1) существованием структурных агрегатов размера пыли;
- 2) механической сортированностью лёссов с преобладанием кварцевых зерен пылеватого размера;
- 3) совпадением обоих свойств — увеличением числа естественных пылеватых компонентов, главным образом кварцевых зерен, за счет вторичных, структурных.

Очевидно, что в последнем случае порода будет обладать наибольшей однородностью и пылеватостью.

ВЫВОДЫ.

1. Лёссы и лёссовидные отложения представляют собой породы с рядом специфических свойств, отличающих их от других типов осадочных отложений. Такими главными свойствами являются известковистость, пылеватость, пористость.

2. Большинство типичных лёссов имеет континентальное субаэральное происхождение. Некоторые лёссовидные отложения обладают признаками субаквального (аллювиального или озерного) происхождения.

3. Лёссы и лёссовидные отложения представляют собой породы глубоко выветрелые. Тип выветривания — сиалитный, по Г а р р а с о в и ц у (Harrasowitz). Накопление извести в лёссах указывает на сухие климатические условия их образования (отсутствие сильного выщелачивания).

4. Пылеватый механический состав лёсса и лёссовидных отложений обусловлен преобладанием структурных (микроагрегатных) отдельностей и кварцевой пыли. Образование первых тесно связано с избытком Са-иона в породе, способствующего свертыванию коллоидных частиц.

География и генезис лёссов и лёссовидных отложений.

Географическое распространение лёссов и лёссовидных пород. Было отмечено, что большая часть площади внеледниковых и частично ледниковых равнин СССР сложена с поверхности лёссовыми и лёссовидными отложениями. Эти отложения практически встречаются



Рис. 104. Распространение лёссов и лёссовидных отложений в Евразии.

А - А - Алма - Ата, Б - Брюссель, Бп - Будапешт, Бхр - Бухарест, В - Вена, Г - Гаага, Бр - Ереван, К - Каунас, Кп - Копенгаген, Пр - Прага, С - Сталинабад, Ст - Стокгольм, Т - Таллин, Ф - Фрунзе.

в пределах почти всех геоморфологических областей СССР, за исключением высокогорных (как исключение имеются на Памире), влажно-субтропических областей, тундры и таежных зон Западной, Восточной Сибири и Дальнего Востока. Однако и в пределах последних областей (площади безлесных «алласов» Якутии и других) описаны лёссовидные отложения.

В степной и пустынной зонах СССР лёссов и лёссовидные отложения образуют почти сплошную полосу (между 40° и 55° с. ш.), тянущуюся от Вольно-Подольи до Минусинской котловины. В лесной и лесостепной зонах Европейской части СССР лёсс и лёссовидные отложения встречаются отдельными островами до $60-65^{\circ}$ с. ш.; в пре-

делах Средне-Сибирского плато они образуют, как указано, крупный изолированный массив, распространяющийся до 65° с. ш. Широкая область развития лёссов и лёссовидных отложений СССР является частью обширного пояса лёссовидных отложений Евразии, протянувшегося от центрального плато Франции через северную и среднюю Германию, придунайские и прикарпатские районы, СССР и Центральную Азию до берегов Китайского моря. По Кейльгаку (Keilhak), площадь лёссовых отложений, преимущественно типичных лёссов, достигает в Евразии 16 млн. км².

Громадную площадь слагают лёссы и лёссовидные отложения в Северной Америке. Они развиты в северных районах, вблизи границ древнего ледникового покрова, и простираются далеко на юг, в районах степных и пустынных штатов. Значительное распространение имеют лёссы и лёссовидные отложения на материках южного полушария. Типичные лёссы имеют в широких зонах лёссовидных отложений более подчиненное распространение. Они слагают отдельные площади, изолированные друг от друга. В Евразии районами распространения типичных лёссов являются: прирейнский в среднем и южном течении р. Рейна, средняя Германия (вблизи склона южно-германских гор), Украина, Приобье и Кузбасс, предгорные районы Средней Азии, Минусинская котловина, районы северного Китая (Шаньси, Шеньси, Джили, Хань-су, Хенань, Шань-дунь). Мощность типичных лёссов колеблется от нескольких метров до 30—60. Наиболее мощные лёссы свойственны долине Рейна, Украине, Приобью, Средней Азии и Китаю. Мощность лёссовидных отложений обычно меньшая, от 1 до 10—15 м.

Как было отмечено выше, лёссы и лёссовидные отложения свойственны двум типам районов. Одни районы находятся вблизи границ древних покровных оледенений или севернее их. Это «гляциальный» тип лёссов и лёссовидных пород. Накопление их стояло в несомненной связи с развитием и надвиганием ледниковых покровов. Другие районы весьма удалены от границ древних материковых оледенений. Это тип «континентальных», или «экстрагляциальных», лёссов.

Происхождение лёссов.

Золовая гипотеза. Большинство современных геологов приписывают лёссам «континентальной» формации, так же как и «гляциальной», золотое происхождение. Этот взгляд впервые был развит Рихтгофом (Richtgofen) и позднее Обручевым. Рихтгофом было указано, что лёсс Китая и Монголии, представляя продукт выветривания коренных пород, отлагается (главным образом в впадинах древнего рельефа) деятельностью ветра и дождевых вод. Обручев отрицал местное происхождение золотой лёссовой пыли Китая. Он считал, что лёссовая пыль принесена ветрами в Китай из пустынь Центральной Азии. Позднее Обручев в ту же идею о существовании пустынных областей развевания и областей накопления песков и золотой пыли развил в отношении Средней Азии и Украины. Для Средней Азии принималось, что каменистые пустыни Устюрта и Бедпак-Дала являлись областями развевания; пески Муюн-Кум, Кара-Кум и Кизыл-Кум — областями накопления пес-

ков, выдутых и перенесенных из Устюрта и Бедпак-Дала; лёссовые предгорья Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Гиндукуша (Копет-Дар) — областями накопления золотой лёссовой пыли. Для образования украинских лёссов было выдвинуто следующее объяснение. Антициклональные ветры, спускавшиеся с Скандинавского ледника, в приледниковой зоне поворачивали на запад. Это вызывало усиленный подток («тягу») воздушных масс с востока и юго-востока, несущих с собой туркестанскую пыль. В последнее время, впрочем, этот взгляд заменен гипотезой «ледниковых фёнов» Т у т к о в с к о г о - З ё р г е л я (Soergel). Напомним, что эта гипотеза исходит из положения о развитии антициклонального режима над ледниковыми покровами Евразии и Северной Америки. Барический градиент между этими областями и внеледниковыми, где предпосылки для создания антициклонального режима отсутствовали, обуславливал постоянные ветры, дувшие от края ледника. Холодные и сухие «ледниковые фёны» развеивали приледниковые зандры и моренные равнины. Подхваченная ветром пыль относилась далее к югу и выпадала из атмосферы по мере потери скорости ветра. Во внеледниковых районах, находившихся в пределах досягаемости «ледниковых фёнов», аккумуляровалась в виде покрова золотая пыль — лёсс. Православным недавно было предложено аналогичное объяснение происхождения южно-сибирского (приобского) лёсса. Эти лёссы отнесены к субаэральным отложениям, принесенным в виде золотой пыли холодными ветрами, дувшими из области Сибирского ледникового покрова и горно-ледниковых районов Алтая и Кузнецкого Ала-Тая.

Приобретение породами лёссовидных свойств («облёссование»).

Золотая гипотеза происхождения лёссов, в ее обычном толковании и приложении, не объясняет многих особенностей в свойствах и географическом распространении лёссов и лёссовидных пород.

Она трактует в основном вопрос о способе транспорта и накопления материала, из которого должен состоять лёсс. Свойства этого обломочного материала — пылеватость, известковистость, выветренность — выпадают из поля ее рассмотрения. В самом деле, невозможно объяснить преобладание пылеватых фракций в лёссовых породах особыми условиями ветрового транспорта. Ветры бывают разной силы, и сортирующая их деятельность весьма различна. Известковистость лёссов может быть объяснена для пустынных районов особыми условиями выветривания материала, позднее развеянного ветром. Для «гляциальных» лёссов эта точка зрения неприложима. Старая гипотеза существования «ледниковых пустынь» (например Т у т к о в с к о г о) давно потеряла свое значение.

Неправильно сводить весь процесс накопления лёссовой пыли только к деятельности ветра, как это делают крайние золоты. Если даже согласиться с основными положениями гипотезы, все равно придется допустить большее значение процессов делювиального и аллювиального переотложения материала, осевшего из атмосферы. Представление об идеальной пустыне с непрерывным выпадением пыли,

непосредственно накапливающейся на поверхности плато, равнин, на горных склонах и террасах, является абстракцией.

Однако и при этом дополнении нет необходимости при образовании лёссовидных отложений всюду предполагать исходную эоловую аккумуляцию. Для этого пришлось бы ветру придать значение исключительно универсального геологического фактора, одинаково энергично проявляющегося в условиях пустыни, степи, лесостепи и тайги (Якутия). Это противоречит прямым наблюдениям над возможностью местного происхождения лёссовидных отложений — накопления их *in situ*. Доказательства последнего бесспорны. Они заключаются в образовании лёссовидных продуктов выветривания кристаллических и осадочных пород в определенных климатических условиях. Иллюстрацией к этому положению является таблица 8.

ТАБЛИЦА 8.

Механический состав лёссовидных продуктов выветривания (в %).

Наименование образцов	Содержание CO ₂	Содержание частиц размером от — до в мм			
		>0,25	0,25— 0,05	0,05— 0,01	0,01
Элювий зеленокаменной породы (Мугоджары)	не опр.	22,39	22,49	24,43	30,19
Элювий гранита (восточный Казахстан)	не опр.	18,83	19,73	13,83	47,56
Элювий гранита (Могол-Тау, Узбекистан)					
с щебнем	0,44	62,6	21,0 ¹	21,0 ¹	11,4 ²
без щебня	—	3,2	51,5 ¹	51,5 ¹	40,3 ²
Элювий известняка (Устюрт)	8,30	5,42	49,29	15,94	29,35
Элювий гранита (южный Казахстан)	1,41	48,60	26,68 ¹	26,68 ¹	23,27 ²

Возможность приобретения продуктами выветривания лёссовидных черт вполне объясняет их основные свойства. Известковистость этих образований является признаком элювиального происхождения. Известь имеет почвенный генезис. Она накапливается в коре выветривания аридных стран. Это давно доказано почвоведом (Г л и н к а, Н е у с т р у е в). Возможность приобретения продуктами выветривания в аридных странах лёссовидных черт дает ключ к пониманию генетической природы лёссовидных делювиальных и аллювиальных отложений. Они образуются в процессе переотложения элювия. Ограниченный путь переотложения продуктов выветривания обуславливает сохранение лёссовидных свойств, приобретенных при выветривании. Больше того, новые фазы выветривания, охватывающие отложенные наносы после обсыхания лёсса, усиливают первичные черты лёссовидности. Они в конечном итоге определяют глубокую выветрелость накаплиющихся лёссовидных отложений.

¹ Относится к фракции 0,25—0,02.

² Относится к фракции 0,02.

Таким образом, для объяснения происхождения лёссовидных элювиальных, делювиальных и локально-аллювиальных отложений в странах с аридным климатом нет необходимости прибегать к эоловому фактору. Проще и естественнее, с географической точки зрения, придерживаться изложенного взгляда. Однако элювиальная лёссовидность возникает не только в аридных странах. Подобный же результат (остаточное накопление извести и другие свойства) должен получиться при процессах выветривания и почвообразования в холодных и сухих странах над слоем вечной мерзлоты (водоупором). Географическим подтверждением этого вывода является существование лёссовидных отложений, засоленных почв и жестких грунтовых вод в Якутии. Этот район характеризуется исключительно континентальным климатом — холодным и сухим. Развитие здесь современных лёссовидных отложений (на пойменных террасах) дает основание отличать фацию «холодных» лёссов от фации теплых. Этот вывод имеет большое палеогеографическое значение.

ВЫВОДЫ.

Итак, приобретение породой лёссовидного сложения есть результат процессов выветривания в сухих, холодных или теплых континентальных климатических условиях. Лёссовый элювий может подвергаться переотложению различным способом. В областях с расчлененным рельефом главным фактором переотложения являются поверхностные воды. В результате переотложения образуются покровы лёссовидного делювия и аллювия. После обсыхания накопленный нанос снова подвергается выветриванию и почвообразованию, усиливающим черты лёссовидности в его строении. Циклы переотложения и выветривания могут многократно повторяться, в результате их порода приобретает глубоко выветрелый характер.

Накопление типичных лёссов.

Для районов сплошного распространения типичных лёссов значительной мощности подобный взгляд не может быть полностью применен. Делювиальное и локально-аллювиальное накопление не создает покровов отложений большой мощности. Кроме того, обрисованный процесс не объясняет сортированности типично-лёссовых отложений, выражающейся в преобладании кварцевых зерен однообразных размеров (пыли). Увеличенная мощность и сортированность материала может быть создана деятельностью более могучего геологического фактора, транспортирующая деятельность которого не ограничивается сравнительно узкими пределами склона или небольшой долины. Такими факторами могут быть проточная вода и ветер.

Накопление лёссовидного материала водным путем.

Географические наблюдения дают основание приписывать проточным водам роль основного фактора в транспорте и аккумуляции лёссового материала. Эта деятельность проточных вод наиболее интенсивно может проявиться в следующих трех случаях.

Во-первых, в подгорных аллювиальных и пролювиальных равнинах. Соседство с подгорной равниной обширного горного водосбора, резкий перелом угла наклона горных долин при выходе на равнину — являются главными условиями подгорной аккумуляции. Поскольку в странах с аридным климатом смыву подвергаются лёссовидные отложения (элювиальные и делювиальные), в подгорных равнинах, на юге, должна накапливаться галечно- или щебнисто-лёссовая порода. Бесспорным географическим подтверждением этого положения являются пролювиальные и аллювиальные лёссы Средней Азии (Н е у с т р у е в, П а в л о в).

Эти отложения обладают всеми характерными признаками водных отложений: они развиты в подгорных и предгорных районах, слагают конусы выноса и террасы, прослаиваются галечными и песчаными слоями и линзами.

Другим примером могут служить лёссовидные суглинки прикубанской равнины. Они более сортированы и слагают системы древних террас и дельт. Мощность суглинков превосходит 100 м, что является характерным для подгорных равнин.

Третьим примером могут служить приобские лёссы. Они входят в состав мощной толщи древнеаллювиальных отложений, накопленных в Предалтайской подгорной впадине. В лёссах Приобья находили раковины пресноводных моллюсков.

Во-вторых, в древних эрозионно-тектонических районах. Здесь, благодаря эпейрогеническим поднятиям и многократным эрозионным циклам, делювиальному и аллювиальному переотложению подвергаются значительные толщи наносов, накопленных в течение длительных периодов континентальной денудации. Особо благоприятные условия для накопления масс сортированного лёссовидного наноса создаются в широких тектонических депрессиях рельефа, образованных в фазы перестройки рельефа. Эти депрессии превращаются в области аккумуляции. При аридных климатических условиях продукты аккумуляции будут представлены лёссовыми и лёссовидными отложениями.

Географическим подтверждением этого положения являются, повидимому, китайские лёссы. Низкогорные области Китая были охвачены диастрофизмом доальпийского возраста. Они подверглись длительным фазам денудации и эрозионного размыва. Были созданы характерные выравненные поверхности с островными горными грядами. Альпийский орогенез проявился в интенсивных разломах, сбросах, эпейрогенических движениях. Образовались обширные тектонические впадины. С плиоцена началось заполнение этих впадин наносами. В плиоцене, по Б а р б у р у (Barbour), накапливались мощные толщи красноцветных «гиппарионовых» глин. С нижнечетвертичного времени или с верхнего плиоцена характер наносов изменился. Стали накапливаться лёссы. Часть их образовалась за счет переотложения плиоценовых глин (A n d e r s o n, S c h l o s s e r). Это доказывается петрографической близостью обоих типов отложений. Другая часть накапливалась за счет позднейшей денудации. Она протекала в аридных условиях. Это доказывается составом фауны в лёссах, имеющей облик фауны азиатских умеренных степей (*Rhinoceros tychorhinus*, *Elephas namadius*, *Equus*, *Cervus*, *Gazella*,

Vos, Нуаена, Lерис и др.). Фации четвертичных китайских лёссов достаточно разнообразны. Т я й л е р и Л и с а н (Teilhard и Liscnt) выделяют среди них фацию потоков, субаэральную (склонов) и пресноводную (аллювиальную, озерную). Наибольшая мощность свойственна последним.

В-третьих, в районах, прилегавших к краю древнего ледникового покрова. Эти районы отмечались особым обилием талых ледниковых вод. Последние образовывали разливы, в которых накапливались покровные отложения.

Холодные и сухие (антициклональные) климатические условия приледниковых районов, с обширными площадями наледей и мерзлотных грунтов, способствовали холодному «облессованию» отмученных покровных отложений. Богатство морен известковым обломочным материалом, захваченным ледником по пути через области, сложенные карбонатными породами, служило основным источником углекислого кальция. Условия для удаления из покрова выветривания благодаря мерзлотному водопору весьма неблагоприятны. Присутствие же известки стимулировало «облессование». Часть ледниковых вод по древним ложбинам стока выходила за пределы приледниковой зоны. Жесткие воды с большим количеством тонкозернистого наноса (мути) отстаивались в долинных зандрах и южных приморских террасах-дельтах. На юге существовали более или менее аридные климатические условия. Доказательством этому являются степные формы ископаемой фауны в южных лёссах (ч. II, гл. 5) и ничтожное содержание пылицы древесных пород, попавшей сюда из островных лёссов. Процессы «облессования» снова находили благоприятные условия для развития.

Золовое накопление лёссового материала.

Роль ветра как агента транспорта и аккумуляции лёссовидного материала должна, в свете изложенного, признаваться довольно ограниченной.

В Центральной Азии — в пустынной стране с господством дефляционных явлений — мощные лёссовые отложения отсутствуют. В Средней Азии подгорные лёссы имеют пролювиальное и аллювиальное происхождение. В Туранской низменности, вдали от гор, типичные лёссы отсутствуют. Кроме того, концепция О б р у ч е в а о географическом расположении (взаимосвязанном) областей разветвления и накопления лёсса в Центральной Азии и в Китае опровергается известными фактами о распределении современного барического рельефа. В наиболее важный для образования лёссов путем разветвления сезон — летом — в области Центральной Азии и на Иранском нагорье располагается резко выраженный барический минимум. Вследствие сильного нагревания, по В о ё й к о в у, он способствует тяге западноевропейских циклонов на восток и летних муссонов восточной Азии — на запад. Подобная циркуляция воздушных масс, понятно, ни в какой мере не может способствовать выносу пыли из Центральной Азии и накоплению ее в периферической, приморской, зоне. Совершенно так же противоречит общей концепции О б р у ч е в а развитие воздушной циркуляции летом в пред-

горьях Средней Азии. Здесь, согласно общей схеме, в связи с образованием барического минимума на пустынных равнинах должны усиливаться теплые и сухие фёновые ветры, падающие с гор (Б е р г, Ш р е д е р). В южной части Средней Азии они известны под названием «афганец». Совершенно ясно, что способствовать передвижению золотой пыли от центров развевания на равнинах к предгорьям они никак не могут. Наконец, в таком же неудовлетворительном положении, с точки зрения золотой гипотезы, находится остров западно-сибирских лёссов (Приобье), не имеющий к тому же ясно выраженной (с точки зрения О б р у ч е в а) пустынной области развевания.

Общая схема движения воздушных масс в Евразии в эпохи оледенения, развиваемая гипотезой Т у т к о в с к о г о - З ё р г е л я, недостаточно обоснована.

Наиболее вероятным элементом этой схемы является предполагаемый ею антициклональный режим над ледниковым покровом (Г о б б с, Н o b b s). Дальнейшее построение — в отношении постоянно дующих «ледниковых» фёнов — является уже весьма гипотетическим (ч. II, гл. 5). При реконструкции схем движения воздушных масс в периоды оледенения необходимо считаться, как это указано в другом месте курса, с усилением в экстралагиальной зоне циклонических явлений и сдвигом путей циклонов, следующих с запада на восток в западной части Евразии, к югу от края древнего ледника. Учет этого условия делает необидительными попытки «эолистов» (М и р ч и н к) непосредственно связать распространение лёссов с направлением «ледниковых» фёнов.

Сказанное не исключает важности учета золотого фактора при рассмотрении вопроса о возможности местного золотого переотложения лёссового материала. Г р а м а н (Grahmann) считает возможным объяснить характерное приречное расположение лёссов в Германии развеванием аллювия и местной аккумуляцией лёсса вблизи речных долин. Г р а м а н указывает, что подобная двойная сортировка (аллювиальное отложение — золотой нанос) хорошо объясняет однородный механический состав среднеевропейских лёссов.

Тот же местный золотой фактор, вероятно, может быть применен и к отложению части лёсса Китая и Средней Азии. Возможно, что он лучше других объяснит, например, залегание одиночных лёссовых покровов на склонах низких и средних гор.

Однако универсальное значение золотого фактора в образовании лёссов не доказано (см. также П а в л о в, Б е р г, Н е у с т р у е в и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

1. Лёсс и лёссовидные отложения образовались и образуются в континентальных, сухих (теплых и холодных) условиях благодаря процессам выветривания и почвообразования.

2. Главная роль в аккумуляции лёссовидного материала и образовании мощных толщ лёсса принадлежит поверхностным водам. Мощные лёсы и лёссовидные отложения развиты главным образом на подгорных равнинах, в крупных депрессиях низкогорного рельефа, в приледниковых аллювиальных равнинах и террасах-дельтах.

3. Эоловый фактор имел и имеет подчиненное значение в аккумуляции лёссовых и лёссовидных отложений. Его роль сводится главным образом к местному переотложению лёссовидных аллювиальных отложений.

4. Типичные лёёсы образуются из лёссовидных пород путем переотложения и сортировки, деятельностью проточных вод и ветра.

Литература.

1. Берг Л. С., Лёсс как продукт выветривания и почвообразования, Тр. II Междун. конф. АИЧОЕ, I, 1932.
2. Казаков М. П., К характеристике главнейших типов четвертичных отложений Европейской части СССР, БМОИП, 13 (3), 1935.
3. Красюк А. А. при соотрудн. Огнева Г. Н., Почвы Ленско-Амгинского водораздела, Мат. Ком. по изуч. Якутской АССР, 6, изд. АН СССР, 1927.
4. Крокос В. И., Время происхождения Украинского лёсса, «Почвоведение», 1, 1926.
5. Мельник М. Е., Фауна моллюсков лёссов УССР, Тр. II Межд. конф. АИЧОЕ, 3, 1933.
6. Мирчинк Г. Ф., О физико-географ. условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР, Изв. АН СССР, VII, 2, 1919.
7. Морозов С. С., Механический и химический состав некоторых лёссов Европейской части СССР и генетически близких пород, «Почвоведение», 2, 1932.
8. Набоких А. И., Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России, Мат. по исслед. почв и грунтов Херсон. губ. 6, 1915.
9. Неуструев С. С., Почвенно-географический очерк Чимкентского у., Тр. Почв.-Бот. экспед. по исслед. колониз. районов Азиат. России за 1908 г., 7, 1910.
10. Обручев В. А., О процессах выветривания и раздувания в Центральной Азии, Записки Минер. об-ва, 31, 1895.
11. Обручев В. А., Проблема лёсса, Тр. II Междунар. конфер. АИЧОЕ, II, 1933.
12. Обручев В. А., Центральная Азия, северный Китай и Тянь-Шань, т. I—II, 1900—1901.
13. Павлов А. П., О туркестанском и европейском лёссе, Прот. засед. Моск. об-ва исп. природы, 1904.
14. Скворцов Ю. А., Проблема Туркестанского лёсса, Материалы по четвертич. геологии СССР, ч. I, Тр. ВГРОБ, 225, 1932.
15. Соболев С. С., Новые данные по истории развития рельефа и генезиса лёссов юга Европейской части СССР, «Почвоведение», 4, 1937.
16. Тутковский П. А., К вопросу о способе образования лёсса, «Землеведение», 1—2, 1899.
17. Varbour G. B., The loess problem of China, «Geol. Mag.», 10, 1930.
18. Varbour G., Recent observations on the loess of north China, «The geogr. journal», 86 (1), 1935.
19. Demolion M. A., Recherches physico-chimiques sur la Terre à brique envisagée comme milieu naturel, 1926.
20. Ganssen R., Die Entstehung und Herkunft des Löss, «Mitt. a. d. Labor. d. Preuss. Geol. Landes Aust.», H. 4, 1922.
21. Hobbs W. H., The glacial anticyclones — the poles of the atmospheric circulation, 1926.
22. Keilhack K., Das Rätsel der Lössbildung, «Ztschr. Deutsch. Geol. Ges.», 72, 1920.
23. Lee H. T., A preliminary study on the chemical and mineralogical composition of loess, Bull. of Geol. Soc. of China, 7, 1928.
24. Malycheff V., Le Loess, «Revue de géographie physique et de géologie physique et de géologie dynamique», 2 (2), 1929.

25. Münichsdorfer F., Der Löss als Bodenbildung, «Geol. Rundschau», 17, 1926.
26. Richtgofen F., China, 1, 1877.
27. Teilhard de Chardin P. et Licent E., Quelques observations sur les Terres jaunes (Loess) de China et de Mongolie, Centenaire de la Société géologique de France, Livre jubilaire 1830—1930, 11, 1930.
28. Teilhard de Chardin P. et Licent E., Observations sur les formations quaternaires et tertiaires supérieures du Henan septentrional et du Shansi meridional, Bull. of the Geol. Soc. of China, 6, 1927.
29. Soergel W., Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen, Iena 1919.
Кроме того, из литературы к гл. 2, № 3, 4, 9, 10, 12, 16, 17, 18.

Глава 10.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВНЕЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНОВ В ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД И ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ.

Главные предпосылки.

В настоящей главе делается попытка реконструкции палеогеографических (главным образом палеоклиматических) условий в ледниковый период и послеледниковое время во внеледниковых областях. Главнейшими основаниями этой реконструкции являются следующие.

1. *Характер неогеновой флоры и фауны.* Он устанавливает для ряда внеледниковых районов (Причерноморье, Западная Сибирь, Дальний Восток и т. д.) существование относительно теплого и влажного климатического режима в это время.

2. *Литология континентальных плиоценовых и четвертичных отложений.* В южных районах Европейской части СССР и на Дальнем Востоке (в частности в Китае) устанавливается отчетливая смена двух циклов седиментации: а) седиментация красноокрашенных пород в плиоцене (скифские и «гиппарионовые» глины); б) буроокрашенных лёссовидных в течение четвертичного периода.

Смена циклов седиментации континентальных отложений должна быть связана с изменением климатических условий. Таким образом, устанавливается изменение последних от более влажных средиземноморских к более сухим континентальным.

Континентальные плиоценовые и четвертичные отложения на юго-востоке Европейской части, в Казахстане и Средней Азии не обнаруживают подобных циклов седиментации. Отложения имеют аридный характер. Таким образом, устанавливается длительное существование аридного, континентального режима в этих районах.

3. *Широкое распространение в центральных районах Евразии лёссовых и лёссовидных пород.* Оно указывает на установление континентальных, сухих, холодных и теплых климатических условий в четвертичный период (эпохи оледенения) в этих областях. Часть из них обладает сейчас (Западная Европа) более мягким, менее континентальным климатом. Это проявляется, в частности, в большей или меньшей выщелоченности лёссов («выветрившиеся лёссы»).

4. *Состав фауны позвоночных в четвертичных континентальных отложениях Евразии.* В составе фауны преобладают формы степные и холодные.

5. Присутствие погребенных почв в лёссовидных отложениях и мало количества пыльцы древесных пород в лёссах. Эти факты позволяют предполагать существование островных лёссов (по увлажненным низинам) при общем степном ландшафте.

6. Признаки значительного сдвига современных почвенно-растительных зон в послеледниковое время. Имеются основания (см. ниже) этот сдвиг зон представлять в виде смещения к северу и последующего (современного) — к югу.

Общая схема.

Изложенные положения дают возможность установить следующие черты палеогеографии внеледниковых областей.

Миоцен. Преобладание влажного и теплого климатического режима со слабыми элементами зональной и провинциальной дифференциации. Они выражались в более аридных (континентальных) условиях в Средней и Центральной Азии¹ и в более мягких средиземноморских условиях в области Тетиса, тихоокеанского побережья и Западной Сибири.

Плиоцен. Постепенное похолодание климата, рост континентальных условий и более резкая дифференция климатов. В Средней и Центральной Азии — установление пустынного режима; степной режим в Казахстане. Ослабление океанических элементов в климате юга Европейской части СССР и на Дальнем Востоке.

Эпохи оледенения. Резкое понижение температуры и увеличение континентальности климата в Восточной Европе и Сибири. Только область Средиземноморья не обнаруживает ясно этого сдвига.

Послеледниковая эпоха. Рост океанических элементов в климате Западной Европы и юга Восточной. Прогрессивное повышение температуры до некоторого оптимума (атлантический — ксеротермический периоды). Сдвиг зон к северу. Новейший сдвиг зон к югу, обусловленный, вероятно, некоторым понижением температуры.

Реконструкция палеоклиматических условий. При анализе причин палеоклиматических изменений в течение четвертичного периода не будем здесь исходить из гипотез астрономических, космических и геологических изменений режима (см. ниже). Основой анализа послужит рассмотрение изменений современных климатических закономерностей, вызванных развитием материковых ледниковых покровов и щитов.

Разнообразие современных климатических условий Евразии обусловлено проявлением четырех общих закономерностей:

1) соляриной зональности, обуславливающей развитие гидро-термических зон;

2) местным (провинциальным) нарушением соляриной зональности, вызванным влиянием материковых масс и морских бассейнов (континентальные и морские климаты);

¹ На это указывают находки ксерофитных растительных остатков на юге Турана (оз. Ер-дуз-ойлан, К о р о в и н) и в Центральной Азии («Куша — флора», Chaney).

3) общей закономерностью в циркуляции воздушных масс; эта закономерность проявляется в образовании зоны затропического (по Воейкову, большая ось материка) и области полярного максимума с переходной зоной циклонических явлений (зоны западных ветров);

4) местным (провинциальным) нарушением и усилением барических явлений — образований барических центров: зимой — исландского минимума и центрально-азиатского максимума, летом — сибирско-иранского минимума и среднеатлантического максимума.

В эпоху максимального развития Европейского и Сибирского ледниковых покровов и оледенения Восточной Сибири местные (провинциальные) нарушения гидротермической и барической зональности должны были приобрести несколько другой характер.

Развитие Европейского ледникового покрова, занявшего бассейны Северного моря, должно было сильно снизить морские (океанические) элементы климата в северной и средней Европе. Эти области, к югу от края ледника, приобрели более континентальный режим. Изменение не коснулось Средиземноморья, где элементы морского режима должны были в общем сохраниться. То же относится к тихоокеанскому побережью.

Развитие мощных ледниковых покровов и щитов в северной части Евразии должно было вызвать следующие изменения в распределении барических зон и областей.

Переходная циклоническая зона (зона западных ветров) в общем должна была уменьшиться в своей ширине. Пути западных циклонов должны были сдвинуться к югу от края Европейского ледникового покрова и главный их маршрут — передвинуться в область Средиземноморья.

В общем сдвиг путей движения циклонов должен был напоминать явления, наблюдаемые сейчас зимой, при значительном охлаждении материков. Различие заключалось в большем масштабе явления и его постоянстве (вследствие развития льдов).

Сезонные изменения были следующие.

Зимой на востоке Евразии большое значение имел центрально-азиатский максимум. Он постоянно сливался с полярным и северо-европейским, образуя громадный антициклональный выступ на юг, в области Восточной и Средней Сибири, Центральной и Средней Азии. Во всех этих районах господствовал режим холодной, ясной и малоснежной зимы. Контраст между тихоокеанским минимумом и азиатским максимумом был резок. Континентальный режим зимой, с сухими ветрами, дующими с материка, был свойствен и побережью. В целом картина напоминала современную.

На западе Евразии исландский зимний минимум сильно сдвинулся к югу. Вследствие этого сдвинулась к югу и зона образования циклонов. Циклоны двигались на восток южнее современного пути. Северная и средняя Европа обладали неустойчивым режимом. К югу от этих районов господствовал континентальный климатический режим.

Летом на востоке Евразии произошло ослабление сибирской части восточно-азиатского минимума (вследствие охлаждения Восточной Сибири). Напротив, центрально-азиатский и иранский минимум вполне сохранились. Установился определенно выраженный барометрический градиент и общая тенденция к перемещению воз-

душных масс на юг. Следующие обстоятельства обуславливали относительно сухость северных ветров. Первое заключалось в обмене воздушными массами внутри континента (без мобилизации океанической влаги). Второе — в высокоширотном положении Сибирского барического центра. Относительно низкие температуры снижали таяние и испарение масс льда и фирна. Третье заключалось в движении воздушных масс на юг, в низкие широты с высокими температурами. Это обстоятельство понижало относительную влажность воздуха по мере движения к югу и препятствовало выпадению осадков.

В результате сухой и континентальный климатический режим областей не подвергся значительному изменению. Вероятное общее понижение температуры могло сказаться на муссонном режиме тихоокеанского побережья, хотя все остальные предпосылки для него имелись.

На западе Евразии северная часть Атлантического океана должна была заметно охладиться вследствие появления больших масс айсбергов (С и м п с о н , Simpson). Линия полярного фронта сдвинулась к югу. Образование циклонических завихрений могло усилиться. Этому способствовал больший (чем зимой и сейчас) термический контраст между массами полярного и субтропического воздуха (благодаря более низкой широте). Путь циклонов на восток попрежнему проходил через Средиземное море. В бассейне Средиземного моря и прилегающих районах северной Африки и Передней Азии увеличилось количество атмосферных осадков. Это обусловило проявление плювиальных (дождливых) фаз в климате пустынных районов. Повышение количества атмосферных осадков имело место и в Средней Азии. Впрочем, плювиальные фазы на востоке были слабее выражены, чем на западе. Только наиболее мощные циклоны достигали Турана.

ВЫВОДЫ.

Таковы общие черты палеоклиматических изменений в Евразии в течение ледникового периода. Они объясняют:

- 1) длительное господство сухих континентальных условий в восточных районах Средней, Центральной и Восточной Азии;
- 2) расширение континентальных условий в пределах восточной и центральной части Западной Европы;
- 3) сохранение океанических и циклонических элементов в климате Средиземноморья и проявление плювиальных фаз (все более ослабленных к востоку) в климате Сахары (Б у р х а р т) и Передней и Средней Азии.

Выше, в главе пятой второй части, было указано, что обрисованные сдвиги в циркуляции атмосферы объясняют также особенности горных оледенений Кавказа и Средней Азии.

В эпохи стаивания ледникового покрова (межледниковые эпохи) эти соотношения барических центров нарушались. Создавались условия, в той или иной степени близкие к современным (более теплые). Влияние океанического фактора (также циклонического) усиливалось во всей Западной Европе, в крайних районах Восточной и все более ослаблялось по мере движения на восток. Центральнo-азиатский антициклон зимой и сибирско-иранский минимум летом определяли господство здесь континентального режима.

Изменения климата в послеледниковое время.

Во второй главе второй части курса рассмотрены материалы по изменению климата в послеледниковое время в северных районах Европы. Было отмечено, что пыльцевые диаграммы указывают на определенно выраженную фазу послеледникового климатического оптимума (атлантический период), отмеченную заметным потеплением климата. Позднее наблюдалось новое похолодание, соответствующее времени послеледникового ухудшения климата.

Интересным вопросом четвертичной палеогеографии является вопрос о том, имели ли место соответствующие климатические колебания на юге, во внеледниковых районах. Этот вопрос сейчас нельзя считать выясненным.

Главная трудность в его разрешении заключается в неопределенности стратиграфических признаков для отделения на юге отложений, соответствующих ледниковым (по возрасту), от послеледниковых. Большая стабильность физико-географического режима во внеледниковых районах является одной из причин подобного затруднения.

Вследствие этого признаки каких-либо существенных колебаний климата на юге, фиксированные в составе новейших отложений, развитии форм рельефа ископаемых или реликтовых растений и животных, можно только очень условно считать за послеледниковые.

Тем не менее в географической литературе по южным районам уже давно установился взгляд на существование недавней ксеротермической климатической фазы, предшествовавшей современной эпохе (Б е р г). Доказательства этой ксеротермической фазы приводились различные. Например, барханная стадия в развитии песчаных пустынь Турана, сменяющаяся сейчас стадией повсеместного зарастания, закрепления и превращения песков в бугристые. Колебания уровня озер (Б е р г). Степные растительные реликты на севере (Л и т в и н о в). Развитие засоленных почв (солончаковатых и солонцеватых) в районах, где сейчас происходит их всеобщее выщелачивание (В и л е н с к и й). Развитие черноземных почв в пределах современной лесостепи, под лесной растительностью, способствующей их деградации (К о р ж и н с к и й).

Мы не будем входить в подробное рассмотрение этих аргументов. Большинство из них не являются бесспорными. Остановимся только на последнем как имеющем наибольшее признание среди почвоведов и геоботаников.

Характерной особенностью лесостепи является существование весьма определенных и резких границ между отдельными членами лесостепного ландшафта. Серые почвы лесостепи не являются переходным образованием между черноземом и подзолистыми почвами, они образованы в результате наложения на древний черноземный процесс процесса подзолообразования. Так же и по отношению к растительности. Отсюда и возникает «борьба» степи с лесом, надвигание леса на степь. Большинство исследователей проблема лесостепи разрешается в историческом плане. Граница черноземов, согласно этому взгляду, располагалась раньше севернее современной. Имел место сдвиг зон к северу. Позднее произошло обратное перемещение.

Лес надвинулся на степь и деградировал черноземы. За историческое время произошла значительная вырубка лесов и наложение на лесосеках лугового процесса на лесостепные почвы.

Главным условием проявления ксеротермической фазы в послеледниковое время на юге естественно считать повышение температуры. Атлантический период на севере был, как указывалось, также ясно отмечен потеплением климата. Некоторое повышение температуры в послеледниковое время устанавливается и в теоретических построениях М и л а н к о в и ч а.

Однако ксеротермический период во внеледниковых областях, кроме повышения температуры, отмечен и возрастаянием сухости климата. На это указывает изложенное положение о перемещении северной границы степной зоны к северу в послеледниковое время. Это вполне естественно и закономерно. На юге, в условиях аридного континентального климата, повышение температуры приведет к большому возрастанию дефицита влаги в атмосфере, вследствие понижения относительной влажности (при той же абсолютной влажности). Понятно, что подобный процесс возможен в довольно узких пределах. Значительное повышение температуры, вызванное усилением солнечной радиации, поведет, как показал С и м п с о н, к существенным изменениям в режиме, направлении ветров и распределении влаги. Несомненно, однако, что повышение температуры в «климатический оптимум» послеледникового времени не было значительным. Различия в среднегодовой температуре вегетационного периода (май — август) северной и южной окраины лесостепной полосы Европейской части СССР не превосходят 1,5—1,7° (Тула 16,3°, Казань 16,9°, Воронеж 18°, Сызрань 18,4°). Повышение температуры для атлантического периода на севере устанавливается около 2° (см. ч. II, гл. 6).

Сказанное подтверждается также и следующим соображением. Зона современной лесостепи в общем соответствует расположению весьма важного климатического рубежа. К северу от лесостепной зоны дефицит влаги в атмосфере зимой и ранней весной практически не выражен. Летом он достигает 5—5,5 мм (среднемесячный), к югу дефицит влаги в атмосфере достигает величины в 10—11 мм (среднемесячный).

В таблице (стр. 310) видно, как в пределах лесостепных станций образуется постепенное, но крутое нарастание дефицита влаги весной (март—апрель—май) и столь же быстрое падение осенью (сентябрь—октябрь). Подобный режим характерен и для степных станций; нарастание дефицита влаги в лесной зоне происходит более плавно и не достигает столь больших абсолютных величин летом.

Таким образом, зона лесостепи является климатической областью, в которой уже небольшое повышение температуры достаточно для значительного разрастания дефицита влаги в атмосфере в наиболее ответственные для вегетации сезоны. Это обстоятельство и определяет особую климатическую «чувствительность» лесостепной полосы. В ее пределах наиболее резко могут сказаться последствия общих климатических изменений. Они выразятся в передвижении границ лесного и степного ландшафта, столь резко выраженных и обособленных.

Дефицит влаги в лесной, лесостепной и степной зонах Европейской части СССР (по Соколовой)

(в мм).

Метеорологические станции	М е с я ц ы					
	III	IV	V	VII	IX	X
Новгород	0,8	1,9	4,0	5,3	2,1	1,1
Москва	0,7	1,9	4,3	5,1	2,3	1,2
Киров	0,5	1,6	3,7	5,5	1,6	0,7
Тула	0,6	1,8	4,5	5,9	2,8	1,3
Казань	0,6	1,8	5,1	6,4	2,8	1,4
Воронеж	0,8	2,8	5,6	8,1	4,5	2,0
Куйбышев	0,7	2,6	5,9	9,9	4,0	1,9
Мариуполь (степная станция)	0,6	3,1	5,7	9,2	5,8	2,6
Уральск	0,4	2,3	6,1	10,8	5,1	2,3
Актюбинск	0,3	2,1	6,2	10,7	5,9	2,3

ВЫВОДЫ.

Итак, небольшого повышения температуры достаточно для заметных изменений природного ландшафта лесостепи. Если это изменение заключается в повышении температуры, граница степи передвигается к северу. Это соответствует проявлению ксеротермических условий на юге и атлантических на севере. Напротив, понижение температуры вызовет противоположный результат.

Отсюда следует, что атлантический период послеледникового времени на севере соответствует ксеротермическому на юге (в аридных условиях).

Литература.

1. Берг Л. С., Климат и жизнь, 1922.
2. Броунов П. И., Климатические зональности в связи с почвами и растительностью, Тр. по с.-х. метеорологии, 20, 1928.
3. Визе В. Ю., Изв. Гидрол. ин-та, 13, 1925.
4. Виленский Д. Г., Засоленные почвы, их происхождение, состав и способы улучшения, 1924.
5. Воейков А. И., Климаты земного шара, 1884.
6. Коржинский С. И., Северная граница черноземно-степной области восточной полосы Европ. России, Тр. Об-ва естествоисп. Каз. ун-та, 8 (5), 1888.
7. Соколова Е. М., Недостаток насыщения влагой воздуха на территории СССР, Тр. Гидрол. ин-та, 4, 1937.
8. Танфильев Г. И., Пределы лесов на юге, 1894.
9. Тюрин И. В., К вопросу о генезисе и классификации лесостепных и лесных почв, Ученые зап. Каз. гос. ун-та, 3—4, 1930.
10. Sorczynski W., Pression atmospherique en Pologne et en Europe, «Pam. Fyzyograf.», 24, 1917.
11. Simpson G. C., World climates during the Quaternary period, «Quart. Journ. Royal Meteor. Soc.», 60, 1934.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ЮЖНЫХ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ СССР В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ.

Основной темой настоящей части работы является палеогеография Черного, Каспийского и Аральского морей в четвертичный период. Четвертичная история этих бассейнов тесно связана с предшествующими этапами их геологического развития, поэтому в первой главе настоящей части будет кратко рассмотрена палеогеография восточного Средиземноморья и понто-каспийской области в плиоцене. Кроме того, в содержание последней главы включено изложение материалов по четвертичной истории Средиземного моря. Это вызвано весьма важным палеогеографическим обстоятельством — периодическим соединением или изоляцией системы наших южных морей и Средиземного моря в течение четвертичного периода. Естественно, что в фазы соединения водообмен и свободная миграция фауны из Средиземного моря в Черное и Каспийское являлись существенными моментами истории бассейнов.

Глава I.

ВОСТОЧНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ И ПОНТО-КАСПИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ В ПЛИОЦЕНЕ.

Главнейшей особенностью истории южных морей СССР в неогене, по Андрусову, являлась все более усиливающаяся изоляция их от мирового океана. Начало этого процесса падает на меотическое время. Однако впервые с большей определенностью он проявляется в развитии понтического бассейна. Основная последовательность геологических событий была следующей:

- 1) сарматский бассейн с солонатоводной фауной;
- 2) меотический бассейн с фауной пресноводно-солонатового типа;
- 3) понтический бассейн с пресноводной и пресноводно-солонатовой фауной.

Возрастающее опреснение бассейнов понто-каспийской области сопровождалось уменьшением площади и распадением на системы изолированных и полуизолированных бассейнов. Это явление с наибольшей резкостью проявлялось на юге Европы. В Италии и Сицилии образовался ряд соленых озер из лагун Сарматского моря. В восточной части Средиземного моря и в придунайских странах подобное явление широко развернулось в меотисе. В бассейне Черного и Каспийского моря образовался внутренний обширный понтический бассейн типа Каспия.

Несомненно, что радикальное изменение границ и режима южно-европейских водных бассейнов в доплиоцене происходило в связи с крупными изменениями общего физико-географического режима. Эти изменения определялись тектоническими и климатическими причинами. Первые заключались в сильнейших горообразовательных движениях альпийской фазы, вторые — в постепенном охлаждении климата и увеличении степени его континентальности.

В связи с изменением режима и условий солености происходило перерождение фауны моллюсков верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых бассейнов. Из сарматской и меотической фауны в понт переходят кардиты и некоторые гастроподы, испытывающие значительное изменение. В изолированные пресноводно-солончатые бассейны мигрирует речная фауна и формируется особый фаунистический комплекс, получающий особенно пышное развитие в водах понтического бассейна. Основными представителями его являются дрейссены (*Dreissensia rostriformis*, *Dr. polymorpha*, *Dr. Auricularis*), лимнокардиты (*Limnocardium*), кардиты (*Didacna*, *Monodacna*, *Prosodacna*) и ряд гастропод. Меотические аутохтоны представлены следующими формами: *Congerina novorossica*, *Serobicularia tellinoides*, *Parvivenus Widhalmi* и др.

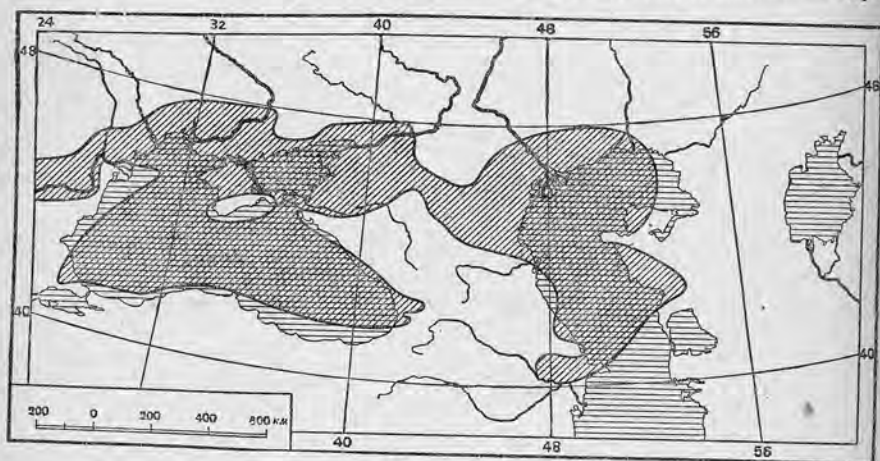


Рис. 105. Понтический бассейн (по Андрусову).

Плиоценовые бассейны восточно-средиземноморской и черноморской области.

Понтическое озеро-море к концу понтической эпохи распадается на отдельные бассейны или системы озер. «Прежде всего намечается такое разделение между каспийской частью и черноморской, а затем отделяется и западный дакийский бассейн от последнего...» (А н д р у с о в).

Дакийский (дунайский) бассейн испытывает прогрессивное опреснение. Под влиянием его развивается левантийская (палудиновая) фауна из пресноводных форм (гладких палудин и орнаментированных унионид, гастропод и т. д.).

Озерный режим был свойствен восточному Средиземноморью большую часть плиоцена. Только в эпоху четвертой средиземномор-

ской трансгрессии (в конце плиоцена или в начале четвертичного периода) морская соленая вода проникает далеко на восток. Она заливает обширные южные предальпийские тектонические депрессии, подступая к берегам Передней Азии. В этот момент формируется в общих чертах современное Средиземное море, отделенное от черноморской области пространствами суши в области Эгейского и Мраморного морей. Непосредственная связь средиземноморского бассейна с черноморским устанавливается только в четвертичный период.

В черноморской области понтическая фауна существует значительно дольше. Она получает пышное развитие и весьма сильно дифференцируется в водах *киммерийского бассейна*. Этот бассейн был бессточен. Его соленость, повидимому, соответствовала солености понтического и апшеронского бассейна или современного Каспия. А н д р у с о в считает, что температурные условия киммерийских вод были довольно теплые.

Куяльницкий бассейн, сменивший в черноморской области киммерийский, характеризуется значительно обедненной фауной. А н д р у с о в объясняет это обеднение некоторым опреснением бассейна и охлаждением вод. Границы куяльницкого бассейна были несколько меньше, чем современного Черного моря.

Чаудинский бассейн, следующий за киммерийским, значительно отличается по составу фауны от куяльницкого. Чаудинский фаунистический комплекс является несомненным дериватом понтического, обладающим большими чертами сходства с фауной современного Каспия. В этом отношении особенно интересными представителями чаудинской фауны являются *Didacna*, «мало отличные от тех ныне живущих в Каспии форм, которые объединяются под общим именем *D. crassa*» (стр. 26).

Сходство чаудинских и каспийских фаун, естественно, позволяет считать, что гидрологический режим чаудинского бассейна был очень близок к современному Каспию.

Плиоценовые бассейны каспийской области.

В каспийской области понтический бассейн в верхнепонтическую эпоху претерпел резкое сокращение. Большая часть поверхности осушилась. На площади современного Каспия развернулась, согласно данным Б а т у р и н а, обширная аккумуляция аллювиальных отложений в соединенных дельтах рек Палео-Волги, Самура и Узбоя. В эту, послепонтическую, эпоху были накоплены мощные толщи продуктивного яруса Апшеронского полуострова.

Следующий этап геологической истории Каспийской области в плиоцене ознаменовался обширной *акчагыльской трансгрессией*. Несомненно, что широкое распространение акчагыльских вод было связано с крупными дислокационными явлениями как в пределах Каспийской впадины, так и к северу от нее. Воды акчагыла проникли далеко на север; они затопили современную Прикаспийскую низменность, вторглись по системе приволжских депрессий до долины рр. Камы и Белой, залили большие площади на западе Туркмении (вдоль Копет-Дага). Акчагыльский бассейн характеризовался значительной засоленностью вод. На это указывает состав фауны, очень

характерной и своеобразной. Происхождение акчагыльской фауны не разъяснено до сих пор. Общий тип ее — сарматский, хотя и весьма обедненный. «Один из церитов этой фауны...», — указывает Андрусов (1918, стр. 758), — ... с трудом отличим от сарматского *Potamides disjunctoides*, другие формы можно рассматривать как дериваты от последнего. Из многочисленных мактр одни очень близки к верхне-

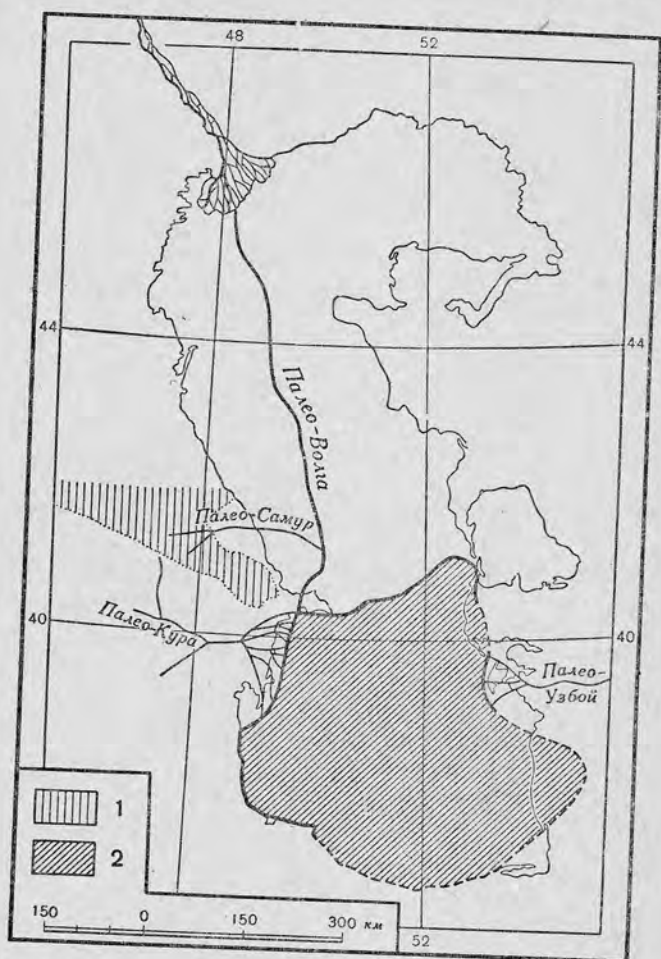


Рис. 106. Карта конца века продуктивной толщи (по Батурину).

- 1 — область денудации Главного Кавказского хребта;
2 — область аккумуляции продуктивной толщи.

сарматским (*M. subcaspiа*, *M. karabugасica*), другие в высшей степени своеобразны, хотя отчасти также приближаются к сарматским... Акчагыльские кардиты все своеобразны, но представляют более сарматский габитус и никоим образом не могут быть поставлены в связь с предшествующими по времени понтийскими кардитами...»

Возможным предположением относительно путей развития

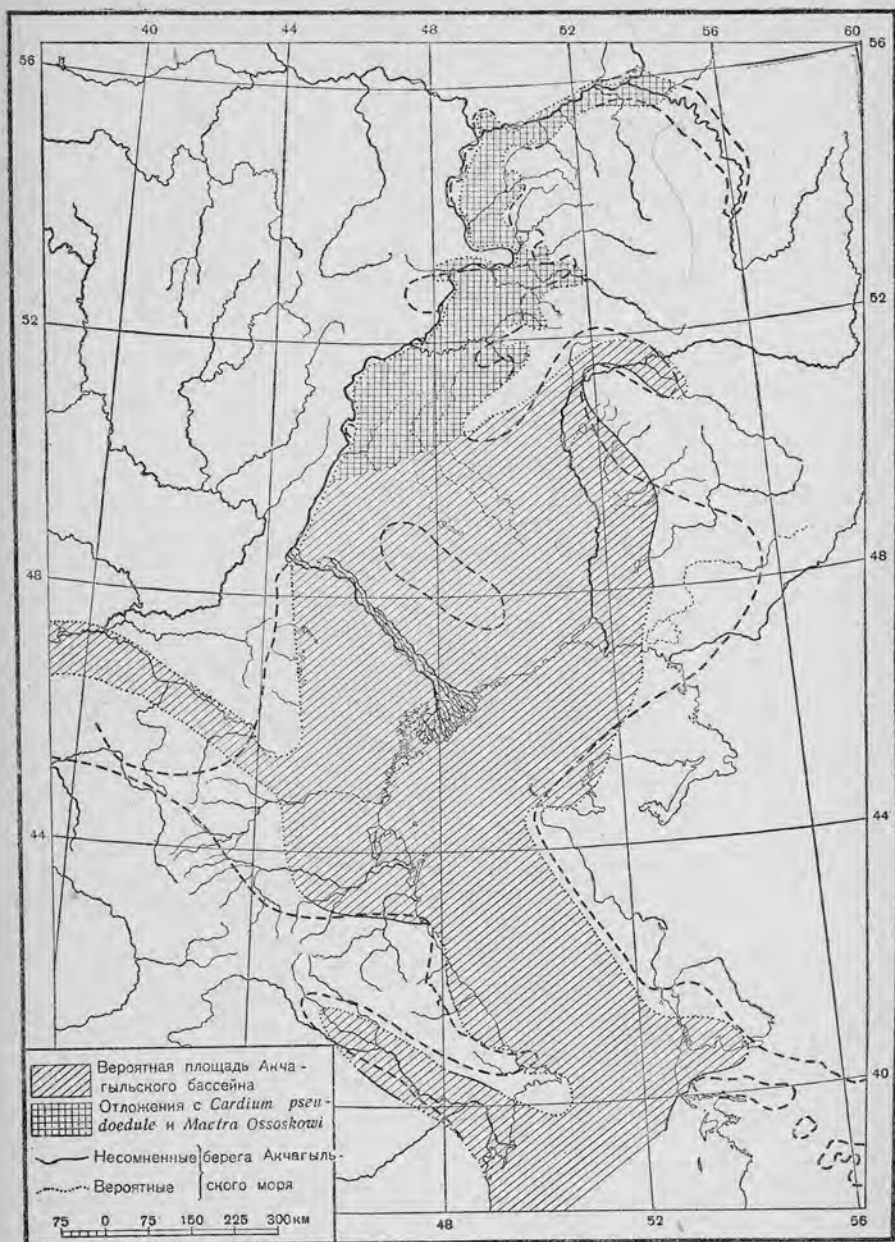


Рис. 107. Акчагыльский бассейн (по Андрусову).

Пунктиром обозначена граница распространения акчагыльских отложений по новейшим данным (Колесников, 1936).

акчагыльской фауны является гипотеза временного сохранения где-то в прикаспийской области остатков сарматского фаунистического комплекса. Пережив в этом убежище фазу понтического опреснения, эта фауна (несколько измененная) широко расселилась в водах акчагыльского бассейна. Г у б к и н высказал предположение о существовании подобного переходного сармат-акчагыльского бассейна в районе Черных гор, между рр. Сулаком и Аксаем. Этот же геолог совместно с В а с с о е в и ч е м обнаружил в верхних надрудных слоях Тамани смешанную фауну куяльника и акчагыла. Это открытие интересно в двух отношениях: во-первых, оно указывает на частичное соединение (по Манычу) и обмен фауны между черноморской и каспийской областями в акчагыльскую эпоху; во-вторых, устанавливает стратиграфическую эквивалентность куяльницкого яруса (или его части) и акчагыла.

Акчагыльский бассейн в прикаспийской области сменился а п ш е р о н с к и м. Размеры апшеронского бассейна были значительно меньшими, чем акчагыльского. В то же время степень засоления вод апшеронского бассейна заметно снизилась по сравнению с акчагылом. Это видно из состава апшеронской фауны, которая «за исключением клессиний и некоторых своеобразных групп кардид (например род *Archegonia*), унаследованных от акчагыла, является, повидимому, результатом иммиграции с запада из черноморского бассейна. Таковы дрейссенсиды апшерона, таковы и различные кариды» (А н д р у с о в, 1918, стр. 760).

Естественно, что возможность подобной иммиграции была облегчена опресненностью апшеронского бассейна.

Поток иммигрантов из черноморской области сильно усилился в эпоху следующего, б а к и н с к о г о, бассейна. Этому, повидимому, способствовало дальнейшее опреснение вод внутреннего озера-моря. Каспийская область стала заселяться разнообразными дериватами понтической фауны, развившейся в черноморской области в плиоцене. В результате дальнейшего, уже самостоятельного, развития этой фауны в бассейне Каспия сформировалась современная каспийская фауна. Это обстоятельство дает основание считать чаудинскую эпоху Черноморья эквивалентной бакинской эпохе Прикаспия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

История морских и озерных бассейнов восточного Средиземноморья и понто-каспийской области дает интересный материал для палеогеографических заключений. Несомненно, что важнейшей причиной перемещений береговых линий плиоценовых бассейнов и изменения их режима и фауны были тектонические движения альпийской орогенической фазы. Эти движения в ранних фазах проявления обусловили общую деградацию морского режима в рассматриваемых областях и способствовали установлению режима озер и внутренних озер-морей. Напротив, поздние фазы альпийских дислокаций восстановили в отдельных частях Средиземноморья и в черноморской котловине морские бассейны.

Эти бассейны (Средиземное и Черное море) возникли в результате ингрессии океанических вод и морской фауны в системы предгорных

впадин пояса альпийских горных сооружений. Особую роль в развитии новейших отложений и форм рельефа сыграли плиоценовые тектонические движения в прикаспийской области. Мощное преакачагыльское опускание обусловило акчагыльскую трансгрессию. Последующие поднятия и местные дифференциальные опускания создали современный рельеф каспийской впадины и прикаспийских низменностей.

Другим мощным фактором палеогеографических изменений в понто-каспийской области в плиоцене явились изменения климатического режима. Кроме общей тенденции — прогрессивного роста континентальности климата, они обусловили, повидимому, и частные изменения в режиме бассейнов. В этом отношении особо интересными представляются периодические колебания солёности охарактеризованных выше бассейнов. Большая часть последних принадлежала к типу замкнутых. Колебания климатического (гидротермического) режима в водосборном бассейне этих озёр неизбежно должны были отразиться в движении уровней и степени засоления вод. Это вело, в свою очередь, к миграциям и перерождению фауны. Наиболее яркие признаки заметного опреснения воды мы отметили выше для куяльницко-чаудинской и апшеронско-бакинской эпох. П а в л о в связывает их с древнейшими из кайнозойских оледенений (гюнцским). В эпоху этого оледенения сток речных вод в южные озерные бассейны должен был значительно усилиться за счёт таяния древних ледников.

Итак, общая схема плиоценовой истории морских и озерных бассейнов в восточном Средиземноморье и понто-каспийской области имеет следующий вид:

Палеогеография восточного Средиземноморья и понто-каспийской области в плиоцене.

Восточное Средиземноморье (гл. обр. придунайские области)	Черноморская область	Прикаспийская область
Сарматское море	Меотическое море	
Система пресных и солоноватоводных озёр	Понтический опресненный бассейн	Значительное осушение
Дакийский опресненный бассейн или система озёр	Киммерийское озеро-море	Лиманно-дельтовый режим
Левантинское озеро или система озёр	Куяльницкое озеро-море	Акчагыльский бассейн
—	Чаудинское озеро-море	Апшеронский бассейн
		Бакинское озеро-море

Основными чертами развития фаун в отдельных областях были:

1. В восточном Средиземноморье: последовательное опреснение, перерождение понтических форм и расселение пресноводного комплекса.

2. В черноморской области: последовательное развитие опресненного понтического фаунистического комплекса под влиянием колебаний солености.

3. В каспийской области: резкая смена понтического комплекса акчагыльским (дериватом сарматского); позднее перерождение и вытеснение акчагыльского комплекса куяльницко-чаудинскими иммигрантами и формирование древнекаспийского фаунистического комплекса.

Литература.

1. Андрусов Н. И., Акчагыльские пласты, Тр. ГК, 15, 4, 1902.
2. Андрусов Н. И., Верхний плиоцен черноморского бассейна, «Геология СССР», изд. ГК 1929.
3. Андрусов Н. И., Взаимоотношение евксинского и каспийского бассейнов в неогеновую эпоху, Изв. АН СССР, 48, 1918.
4. Андрусов Н. И., Карты черноморской области в верхнеплиоценовую, понтическую, чаудинскую эпоху и в эпоху евксинского озера-моря, БМОИП, 3—4, 1926.
5. Батулин В. П., Палеогеография по терригенным компонентам, 1937.
6. Губкин И. М., Проблема акчагыла в свете новейших данных, 1931.
7. Павлов А. П., Геологическая история европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека, 1936.
8. Павлов А. П., Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы, Мемуары Геол. отд. об-ва люб. ест., антр. и этногр., 5, 1925.
9. H e r n a n d e z - P a c h e o E., Le problème des terrasses pliocènes et pleistocènes en 1931, Comptes rendus du Congrès Int. de géographie, Paris 1931, 2, 1933.

Глава 2.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ.

Возраст и происхождение черноморской впадины.

Как видно из изложенного выше, возраст Черного моря должен быть определен как нижне- или среднеплиоценовый. Границы киммерийского бассейна более или менее соответствуют очертаниям Черноморской впадины.

Архангельский и Страхов считают впадину Черного моря за обширный грабен, ограниченный системой сбросов. Эта система в общем параллельна простиранию горных сооружений, окружающих Черное море.

Северная часть черноморской котловины мелководна. Она отличается от остальной, южной и центральной, глубоководной части. В геотектоническом отношении северная часть представляет окраину Восточно-Европейской платформы, испытавшую колебательные движения различного знака. В новейшее время на севере Черного моря происходит опускание берега и положительное перемещение береговой линии. Это явление обусловило погружение части лёссовых отложений под уровень моря и образование и рост лиманов.

Общая схема.

Охарактеризованный выше *чаудинский бассейн* существовал на рубеже плиоцена и четвертичного периода.

Его сменил *древнеевксинский бассейн*. Границы бассейна более или менее соответствовали очертаниям современного Черного моря

и были несколько шире границ чаудинского. Фауна древнеэвксинского бассейна имела каспийский характер. Она была близка к фауне чауды. Характерными ее представителями были *Didacna grassa* (*D. ponto-caspiæ*). Повидимому, древнеэвксинский бассейн находился в тесной связи с каспийской областью и имел через Маныч свободный обмен фаун. Соколов считал, что древнеэвксинский бассейн к концу своего существования подвергся значительному опреснению. Архангельский и Страхов, однако, отмечают, что это опреснение могло иметь место только в прибрежных, придельтовых участках бассейна. Следующая фаза в истории Черноморья

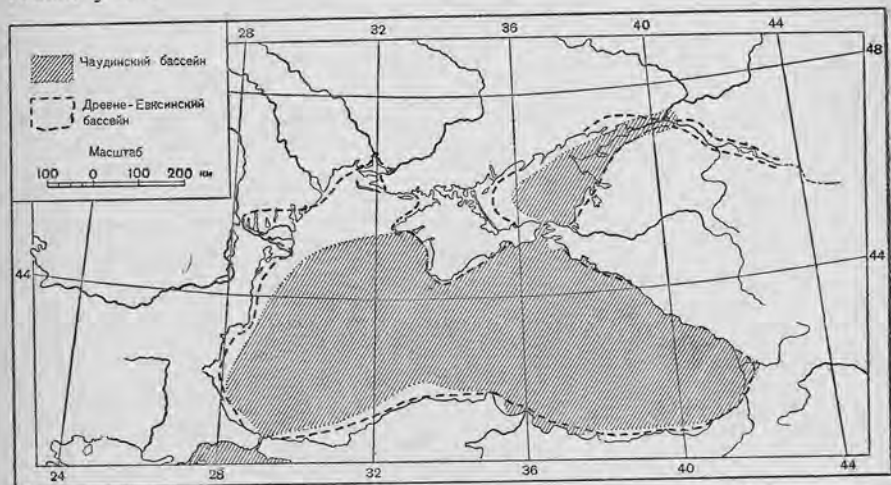


Рис. 108. Чаудинский и древнеэвксинский бассейн (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову).

ознаменовалась проникновением сюда фауны средиземноморского типа. Это *тирренский*, по Андрусову, или *узунларский* и *карангатский*, по Архангельскому, бассейны. Проникновение средиземноморской фауны произошло через проливы Дарданеллы. Возможно, что в этом районе еще в древнеэвксинское время существовал сток черноморских вод на запад (речной). Тектоническое опускание превратило этот путь стока в морской пролив.

Проникновение и расселение средиземноморской фауны в черноморской области ясно указывает на значительное осолонение вод. Это осолонение, согласно данным Архангельского и Страхова, происходило постепенно. В первую фазу (*узунларскую*) существовала смешанная фауна из форм древнеэвксинских (главным образом *Dreissensia*, отчасти *Didacna*) и средиземноморских, сумевших приспособиться к несколько опресненной еще воде. Среди этих форм можно указать на следующие: *Cardium edule*, *Syndesmya ovata*, *Mytilaster Monterosotoi*, отчасти *Pecten*, *Venus*, *Tapes*.

Вторая фаза, *карангатская*, характеризовалась значительно более соленой водой. Соленость воды карангатского бассейна несколько даже превышала соленость воды современного Черного моря. Кроме того, вода была несколько теплее. Это следует из состава ка-

рангатской фауны. Большая часть ее (75%) и сейчас живет в Черном море; меньшая (25%) в Черном море отсутствует, но в большинстве обитает в Средиземном море. Характерными представителями карангатской фауны являются: *Retusa trunculata*, *Aporrhais pespelicani*, *Ostrea tanrica*, *Pecten varus*, *Modiola adriatica*, *Arca noe*, *Nuculus nucleus*, *Tellina nitida*, *Serobicularia plana*, *Phracia papiracea*, *Mactra corallina*, *Venus verrucosa*, *Tapes calverti*, *Cardium tuberculatum*, *Ensis ensis*.

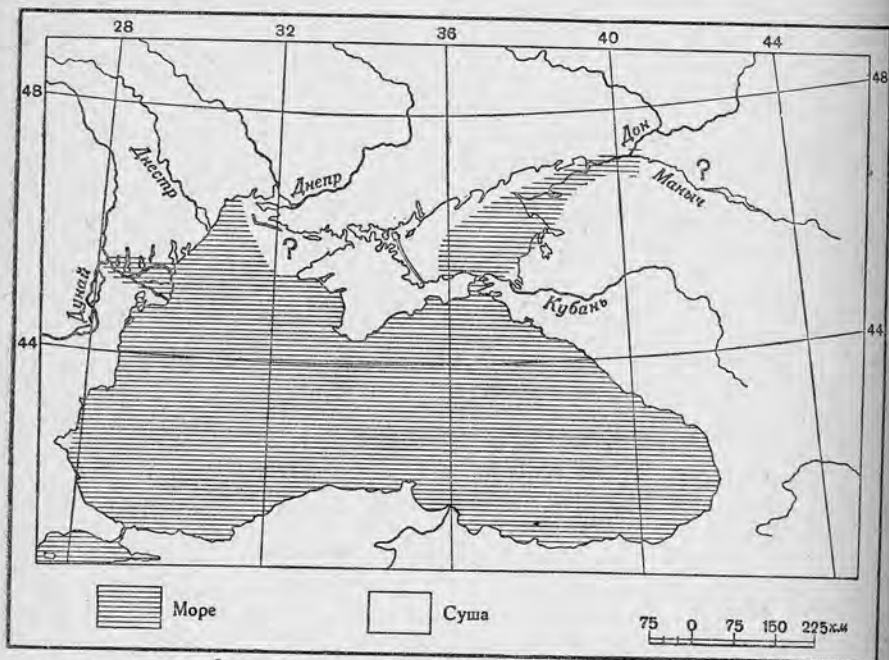


Рис. 109. Карангатский бассейн (по А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову).

Средиземноморская фаза в истории черноморской области вскоре вновь сменяется каспийской. Это установлено Архангельским путем исследования главным образом донных отложений. Вторая каспийская фаза была названа *новоэвксинской*. Ей предшествовали, повидимому, значительные поднятия краевых участков дна и берегов моря в конце карангатской эпохи. Поднятия способствовали новой изоляции бассейна, его опреснению и вторичному расселению фауны каспийского типа. Главными представителями последней (в новоэвксинском бассейне) были *Adacna plicata*, *Monodacna pontica*, *M. colorata*, *Dreissensia polymorpha*, *Dr. rostriformis var. distincta*, *Dr. ponto-caspia*, *Hydrobia caspia*, *Neritina*. Состав фауны указывает на соленость вод, соответствующую солености современных лиманов Черного моря и солености вод северного Каспия. Площадь новоэвксинского бассейна была меньше площади Карангатского и современного Черного моря. Вопрос о пути расселения новоэвксинской фауны не совсем ясен. Архангельский считает, что новоэвксинская фауна развилась из реликтов древнеэв-

ксинской, «переживших эпоху осолонения в опресненных лиманах и предустьевых частях Карангатского моря» (Архангельский, 1932, стр. 300). Двойченко, напротив, указывает, что новоэвксинская фауна непосредственно мигрировала из Каспия по Манычу. Варенцов, также признающий непосредственную связь Каспия с новоэвксинским бассейном, предполагает, что в новоэвксинскую фазу произошло проникновение в Каспий из Черного моря моллюска *Cardium edule*.

В конце новоэвксинской эпохи, по мнению Архангельского, происходит новое опускание побережий. Наступает новая трансгрессивная фаза и проявляются характерные признаки нового осолонения вод бассейна. Они выражаются в расселении наиболее выносливых к опреснению средиземноморских форм (*Cardium edule*, *Mytilaster monterosatoi* и *Syndesmya ovata*). Наступает новая, вторая четвертичная средиземноморская фаза в истории Черного моря—эпоха *древнечерноморского бассейна*. Фауна этого бассейна, в общем, сходна с современной фауной Черного моря. Отличие заключается в меньшем разнообразии древнечерноморского комплекса форм и преобладании видов, способных жить в менее соленой воде, чем современная. Наиболее характерными формами древнечерноморского бассейна являются *Mytilus galloprovincialis*, *Syndesmya ovata*, *Hydrobia ventrosa*.

Древнечерноморская фаза в истории Черного моря сменяется далее современной.

Связь Черного и Каспийского морей.

Рассмотренная схема четвертичной истории Черного моря устанавливает с несомненностью непосредственную, но периодическую связь черноморской области с каспийской. Эта связь осуществлялась по Манычскому проливу. Через Маныч происходил обмен фаун—миграция каспийских форм в Черное море и обратно.

Мы видели уже, что подобная достаточно тесная связь Черного и Каспийского морей существовала уже в верхнем плиоцене. Она проявилась с большой яркостью в широком потоке куяльницко-чаудинских эмигрантов в бассейн Каспийского моря после акчагыла. Эти эмигранты пышно развились в Каспии и явились непосредственными предшественниками современной каспийской фауны. Плиоценовая связь обоих бассейнов не прервалась и в начале четвертичного времени. Развитие древнеэвксинского фаунистического комплекса шло, повидимому, в тесной связи с формированием хазарской фауны в Каспии (см. ниже). Однако вскоре эта связь была прервана. Черноморская впадина оказалась залита солеными водами, проникшими с запада. Каспийская фауна вытеснилась средиземноморской.

Во второй половине четвертичного периода эти явления повторились. Произошло опреснение вод и расселение новоэвксинского комплекса из каспийских форм. Весьма вероятно, что последние проникли в черноморскую область с востока, из Каспийского моря. Роль Каспия и Черного моря как поставщиков «каспийской» (постпонтической) фауны оказалась в данном случае противоположной.

Позднее связь Каспия и Черного моря вновь нарушилась. Весьма важно подчеркнуть, что «каспийские» фазы в четвертичной истории Черного моря являлись фазами опреснения, отмеченными отчасти регрессивными перемещениями береговых линий.

Связь Черного и Средиземного морей.

«Каспийские» фазы в четвертичной истории Черного моря сменялись фазами «средиземноморскими». Последние являлись фазами осолонения. Это, естественно, объясняется усиленным притоком в бассейн Черного моря соленых морских вод через Босфор и Дарданеллы.

Первой «средиземноморской» фазой в истории Черного моря была тирренская, или узунларско-карангатская. Вторая — древнечерноморская и современная. Обе фазы отмечены трансгрессивным перемещением береговых линий, обусловленным опусканием прибрежных районов.

Озерно-морские отложения и древние террасы на берегах Черного моря.

Наиболее полно развитые толщи древних озерно-морских отложений в черноморской области встречены на северном берегу моря. Уже сравнительно давно были описаны обнажения Азовского побережья, где под толщей лёссов и краснобурых глин развиты пески с гравием и галькой. Эти пески содержат в нижних горизонтах фауну каспийского типа (*Cardium trigonoides*, *Adacna plicata*, *Dreissensia rostriformis* и др.), а выше — почти исключительно пресноводную (*Paludina*, *Unio*, *Planorbis*, *Valvata*, *Dreissensia polymorpha* и др.). Песчаные отложения Приазовья, очевидно, относятся к древнеэвксинским (в нижней части). Существенно отметить, что наряду с фауной моллюсков песчаные отложения содержат остатки позвоночных. Мирчинк считает возможным разделить песчаные отложения Приазовья на две свиты — более древнюю («хопровскую»), лежащую выше в виде древней террасы, и более новую, «палюдиновую». Присутствие «каспийских» моллюсков констатировано в низах второй серии. Возраст «хопровских» песков, по мнению Мирчинка, плиоценовый. Здесь найдены *Elephas planifrons*, *El. meridionalis*, *Mastodon arvensis*, *Rhinoceros*, *Elasmotherium*, *Hipparion*, *Equus stenonis*, *Cervus ex. gr. elaphus*, *Alces*, *Camelus*, *Trogontherium cunei* и др. Как видно, состав этой фауны смешанный — плиоценовый и нижнечетвертичный. В «палюдиновых» песках найдены *Elephas Wüstii* и *Bison* — формы нижнечетвертичные, доледниковые — по Громоу, «миндельские» — по Мирчинку.

Почти полная серия древних озерно-морских отложений развита на Керченском полуострове. Она описана была Андрусовым, установившим здесь присутствие чаудинских, эвксинских, тирренских и древнечерноморских отложений. Архангельский

считает возможным тирренские отложения Керченского полуострова разделить на узунларские и карангатские.

Отмеченные выше древние озерно-морские отложения не слагают морфологически выраженных террас. Скорее здесь мы имеем дело с погребенными и наложенными террасами, что указывает на периодические опускания береговых участков северных берегов. Только на Таманском полуострове имеется хорошо выраженная карангатская терраса, прилегающая к плато, сложенному древнеэвксинскими отложениями. Широкое развитие имеют древние террасы на кавказском берегу Черного моря. Террасы эти изучены еще недостаточно и не увязаны между собой. Повидимому, все же наилучше выражены здесь две основные террасы — древнеэвксинская и карангатская. Прямое соотношение террас и высокий уровень их указывает на преимущественное поднятие восточного берега Черного моря после древнеэвксинской эпохи.

Донные отложения Черного моря.

Исследованиями Архангельского и его сотрудников установлено развитие на дне Черного моря трех возрастных генераций отложений, представленных различными фациями:

1) черноморские отложения — глины и ракушники с современной фауной;

2) древнечерноморские — с фауной, близкой к современной;

3) новозевксинские — с каспийской или смешанной каспийско-черноморской фауной.

Главными фациями первой группы отложений являются «мидиевый» ил (с *Mytilus galloprovincialis*), распространенный до глубины в 50 м, и «фазеолиновый» ил (с *Modiola phaseolina*), распространенный до глубин, зараженных сероводородом.

Древнечерноморские отложения представлены теми же фациями. Однако распространение этих фаций не совпадает. Древний «мидиевый» ил распространяется значительно дальше в глубину, чем современный, подстилая в некоторой зоне непосредственно «фазеолиновый» (новый).

Это свидетельствует об изменении глубины бассейнов и в частности о погружении прибрежных участков моря в новейшую «черноморскую» фазу.

Донные отложения лиманов Черного моря слагаются новозевксинскими отложениями, перекрытыми древнечерноморскими и современными лиманными.

Палеогеография Черного моря в четвертичный период.

Наиболее замечательной особенностью в четвертичной истории Черного моря были циклические колебания его солености и связанные с ними изменения в составе фауны. Как показано было выше, фазы осолонения вод были «средиземноморскими», фазы опреснения — «каспийскими».

Вопрос о причинах периодичности в истории Черного моря не является вполне ясным. Совершенно ясно, что тот или иной характер цикла или фазы в истории Черного моря был обусловлен существованием связи или с Средиземным, или с Каспийским морем. А р х а н г е л ь с к и й и С т р а х о в считают, что изоляция или соединения Черного и Средиземного моря в основном определялись тектоническими причинами. Основу этого взгляда составляет выясненный еще М а к а р о в ы м способ водообмена между Черным и Средиземным морями. В Босфоре существуют два течения, взаимно-противоположные: верхнее течение из опресненных вод,двигающееся из Черного моря в Средиземное, и нижнее из соленых вод, направленное из Средиземного моря в Черное. Поднятие прибрежных районов должно было затруднить и прекратить нижнее течение. Опускание берегов, напротив, естественно вело к усилению нижнего тока соленых вод.

Эта схема вполне совпадает, как мы видели, с данными по преимущественной связи трансгрессивных перемещений береговых линий Черного моря с «средиземноморскими» фазами и регрессивными в «каспийские».

Однако то же изменение в соотношении обоих босфорских течений может быть обязано усиленному поступлению пресных (речных) вод в бассейн Черного моря. Повышение уровня Черного моря даже на весьма незначительную величину должно повести к усилению верхнего, отточного течения и к относительному уменьшению притока соленых вод. Это вызовет превращение Черного моря в проточное или полупроточное озеро опресненного типа.

С возможностью усиленного периодического стока речных вод в бассейн Черного моря в течение четвертичного периода мы должны безусловно считаться. Эти эпохи усиленного стока должны были соответствовать эпохам оледенения и стаивания Европейского ледникового покрова. При такой трактовке вопроса мы получаем логическую возможность связывать опресненные (каспийские) фазы в истории Черного моря с оледенениями. Этот взгляд особенно поддерживался А н д р у с о в ы м, П а в л о в ы м и др. Однако А р х а н г е л ь с к и й отмечает, что весьма сходные колебания солёности внутренних морей-озер на юге СССР проявлялись и в дочетвертичное время. Он подчеркивает зависимость этих древних фаз от напряжения горообразовательных движений и колебаний южной окраины Восточно-Европейской платформы. На этом основании А р х а н г е л ь с к и й считает, что «исходя из колебаний солёности Черного моря, нельзя увязывать его историю с историей ледниковых явлений» (стр. 306). Это можно более уверенно сделать только после выяснения возраста лёссовых отложений на северном берегу моря и установления стратиграфических соотношений лёссов и озерно-морских отложений. В настоящее время мы некоторый материал по последнему вопросу имеем. Кроме того, облегчает возможность более широкой синхронизации и сравнительный анализ четвертичной истории Средиземного, Черного, Каспийского морей и проливов, их соединяющих.

Изложение подобной синхронизации приводится в конце настоящего раздела работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Палеогеография Черного моря в четвертичный период (по Архангельскому).

Название бассейна	Соленость	Движения в прибрежных частях
Черное море	Соленое	} Опускание
Древнечерноморский Новозевксинское озеро-море	Слабосоленый Полупресное	
Карангатское море	Соленое	} Опускание
?	?	
Узунларский бассейн	Слабосоленый	} Поднятие
Древнезевксинское озеро-море	Сильно опресненное	
?		} Опускание
Чаудинское озеро-море	Сильно опресненное	

Литература.

- Андрусов Н. И., Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря, Bull. Intern. de l'Acad. des Sciences de Bohême, 1925.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М., Геологическая история Черного моря, БМОИП, 1932.
- Архангельский А. Д., Карта и разрезы осадков дна Черного моря, Бюлл. БМОИП, 1928.
- Павлов А. П., Геологическая история европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека, 1936.
- Павлов А. П., Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы, Мемуары Геол. отд. об-ва люб. ест., антр. и этнограф., 5, 1925.
- Sokolow N., Der Mius-Liman und die Entstehungszeit der Limane Süd-Russlands, Зап. Минер. об-ва, 40 (1), 1902.

Глава 3.

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД.

Возраст и образование Каспийской впадины.

Как было отмечено, прообразом современного Каспийского моря в плиоцене был акчагыльский бассейн. В доакчагыльское время, после понтического бассейна, район Каспийского моря был в значительной степени осушен. В это время в районах северного и среднего Каспия располагалась крупная река (Пра-Волга), образовавшая в районе южного Каспия обширную дельту.

Распределение солоноватых вод акчагыльского бассейна было связано тектоническим явлениям. Тогда впервые оформились границы области обширного опускания, захватившего как современную каспийскую впадину, так и прилегающие с севера и востока районы. В послеплиоценовое время границы этой области опускания несколько сузились. Апшеронский бассейн имел площадь меньшую, чем акчагыльский. Еще меньшую площадь имел бассейн бакинский, воими очертаниями напоминающий современное Каспийское море. Северная граница бакинского бассейна простиралась значительно севернее современной береговой линии Каспийского моря.

Таким образом, оформление впадины Каспийского моря в его современных границах произошло в несколько этапов. Первым, древнейшим, когда образовалась более обширная впадина, был преакачагыльский, то есть среднеплиоценовый. В течение верхнего плиоцена площадь впадины несколько сократилась и приблизилась к современным очертаниям. Это не значит, однако, что современный рельеф дна Каспийской впадины был создан уже в верхний плиоцен. Неисследованность донных отложений Каспийского моря не позволяет выяснить этот вопрос. В частности не может быть пока определено время образования южнокаспийской впадины. Эта впадина сейчас рельефно отделяется от неглубокого среднего Каспия и мелководного северного.

Характерные очертания южнокаспийской впадины естественно позволяют считать ее за тип грабена. С меньшей уверенностью это же можно предположить для среднего Каспия. Северный Каспий несомненно, представляет собой южную, наиболее пониженную часть обширной области опускания, охватывающей районы Прикаспийской низменности. В течение четвертичного периода северный Каспий частично осушался. На это указывают характерные, скрытые под водой, вытянутые понижения («бороздины»), расположенные против дельты Волги и Урала. Они отмечают как бы продолжения речных русел.

Основная схема четвертичной истории Каспийского моря.

В работах главным образом Православа был развит взгляд о циклическом колебании уровня Каспийского моря на протяжении четвертичного периода. Основой этого взгляда служили следующие соображения. Каспийское море уже в акачагыльское время представляло собой замкнутый озерно-морской бассейн. Тот же режим был характерен для апшеронского и бакинского бассейнов. В течение четвертичного периода Каспийское море в общем сохранило этот же тип бассейна. Лишь отчасти он осложнен был периодическим восстановлением связи с Черным морем по Манычу. Связь по Манычу имела частично характер оттока каспийских вод при достаточно высоком уровне моря. Уровень озерного бассейна находится в тесной зависимости от притока речных вод. Поскольку в течение четвертичного периода этот приток должен был неизбежно колебаться в связи с развитием и стаянием Европейского покрова и ледников Кавказа, синхроничные колебания уровня должна была испытывать и поверхность Каспийского моря. Исходя из не менее чем трехкратного усиления ледниковых явлений на Восточно-Европейской равнине, естественно было прийти к гипотезе трехкратного цикла в колебании уровня Каспия. На основании этого умозаключения и была предложена следующая палеогеографическая схема для истории Каспийского моря в четвертичный период:

Древнейшее (миндельское, лихвинское) оледенение — бакинская трансгрессивная фаза.

Максимальное (рисское, днепровское) оледенение — хазарская трансгрессивная фаза.

Последнее (вюрмское, валдайское) оледенение — хвалынская трансгрессивная фаза.

При этом две последние трансгрессивные фазы (хазарская и хвалынская) разделялись ясно выраженной фазой регрессии, получившей название *ательской*. Следует указать, что существование ательской фазы («регрессивной») доказано было и стратиграфическим путем. Было выяснено, что в низовом Поволжье хвалынские отложения с каспийской солоноватоводной фауной отделяются от хазарских, сходных по составу фауны, толщей отложений континентального типа с сухопутными и пресноводными моллюсками.

Других стратиграфических обоснований охарактеризованная выше гипотеза не имеет. В этом заключается ее слабость. Вследствие этого возникает необходимость критического рассмотрения и проверки гипотезы на фактическом материале.

Фауна древнекаспийских бассейнов.

Как мы уже видели, формирование древнекаспийского фаунистического комплекса произошло в общих чертах в бакинское время. Широкий поток иммигрантов кюляльницко-чаудинских форм из Черного моря в Каспийское составил основу этого комплекса. Виды рода *Cardium* (подродов *Adacna*, *Monadacna* и *Didacna*) и *Dreissensia* составили главные компоненты фауны. В более или менее неизменном виде эти формы встречаются во всех сериях древнекаспийских отложений. Различия сводятся лишь к степени развития раковин (гладких, килеватых, тонких, массивных и т. д.). Только одна серия древнекаспийских отложений — наиболее поздняя — обладает характерной формой, отсутствующей в более древних отложениях. Это форма *Cardium edule*, свойственная так называемым арало-каспийским отложениям. К основной массе солоноватоводных кардид и дрейссен в древнекаспийских отложениях подмешаны формы солоноватоводные и пресноводные (*Neritina*, *Corbicula* и др.). Соотношение солоноватоводных и пресноводных форм в различных сериях древнекаспийских отложений значительно изменяется. Это относится преимущественно к прибрежным фациям отложений; донные отложения Каспия в этом отношении еще не изучены. Однообразие основного состава древнекаспийской (четвертичной) фауны резко отличает историю Каспийского моря от истории Черного. Оно прямо указывает на более спокойное и однообразное развитие бассейна в четвертичный период. В истории Каспия, повидимому, совершенно отсутствовали резкие колебания солёности. Со времени бакинского бассейна и до настоящего Каспийское море в общем представляло солоноватоводный бассейн с заметными колебаниями солёности лишь в отдельных участках.

Сравнительное изучение разрезов озерно-морских отложений на различных берегах Каспийского моря позволяет, как указывалось, констатировать некоторые изменения в соотношениях пресноводных и солоноватоводных форм. Это дает основание говорить о слабых колебаниях солёности Каспийского моря на протяжении четвертичного периода. Подобные изменения были не настолько сильны, чтобы вызвать перерождение фауны (вытеснение в частности солоноватоводных форм). С другой стороны, они могли проявиться преимущественно в прибрежных районах. Однако все же они дают некоторые основания для палеогеографических сопоставлений и заключений.

Озерно-морские отложения на берегах Каспийского моря.

Наиболее полно представлены и хорошо изучены озерно-морские отложения северного Прикаспия. Они вскрыты долиной р. Волги. Ниже мы приводим сводный разрез этих отложений (по Волге между Сарептой и Астраханью), по П р а в о с л а в л е в у (1932).

А. Свита хвалынских осадков Каспия. Занимает покровное положение и залегает трансгрессивно; в подошве имеет глинисто-гравиевые окатыши с каспийской и пресноводной ракушей, одиночные кости позвоночных, растительные остатки и т. д.



Рис. 110. Уступ древнекаспийской террасы. Гора Большие Балханы (фото Прозоровского).

В. Свита ательских осадков, наземных, субаэральных образований с растительными остатками и раковинами *Succinea*, *Limnaeus*, *Planorbis* и с костями наземных животных типа *Elephas primigenius*, *Bos* и др.

С. Хазарские осадки. В подошве имеют конгломерат и вместе с раковинами *Unio*, *Sphaerium*, *Paludina*, *Valvata*, *Adacna*, *Monodacna*, *Dreissensia* и др. местами также кости *Elephas*, *Rhinoceros*, *Bos*, *Cervus*, *Equus*, куски древесины и др.

Д. Косожская свита песчано-илистых и иловатых осадков с остатками тростниковых, ильменно-болотных и частью древесных растений. Много фауны из *Valvata*, *Unio*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Paludina* с примесью каспийских *Adacna*, *Monodacna*, *Cardium*, *Dreissensia*. Книзу слои более песчаные, в них увеличивается примесь каспийских *Cardium*, *Dreissensia* того же типа, что и в вышележащих хазарских осадках. «Внизу свита обычно начинается также песками с конгломератами из мергелисто-песчаных и глинистых пластин, вместе с которыми попадают куски древесины (*Salix* и др.), кости

рупных наземных позвоночных *Elephas*, *Bos*, *Equus*, *Camelus* и др., перемытые торфянистые остатки, а равно, видимо, переотложенные раковины крупных и толстостенных *Cardium pyramidatum*, *C. Baeri*, *C. crassa*, *Dreissensia rostriformis*, *Dr. tenuissima* и др. бакинского яруса...»

Е. Сингильская свита из иловатых песков и иловато-песчаной глины, вверху бурожелтого, оранжевобурого, местами краснокирпичнобурого цвета, книзу грязнобурой, грязносерой и темносистой, иногда черной окраски. Много гипса, остатки древесных пород, кости *Elephas*, *Cervus*, *Bos*, прослой с *Unio*, *Anodonta*, *Mytilus*, *Valvata*, *Bythinia*, *Planorbis* и др. Внизу наряду с преобладающими формами единичные *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissensia*. Кровля свиты размыта и трансгрессивно перекрыта.

Ф. Кользумская свита из перемежающихся темносиних, темнозеленоватых, темносерых и темных глинистых песков. Местами в глинах встречаются *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissensia*. Толща осадков очень мощная, включает осадки бакинского, апшеронского и актагильского ярусов.

Ископаемые остатки позвоночных из хазарских слоев были определены Громовой. Здесь найдены: *Elephas antiquus*, *Rhinoceros*

etruscus, *Cervus euryceros* var. *Germaniae*, *Equus caballus*, *Bison priscus longicornis*, *Elasmotherium sibiricum*, *Cervus elaphus*. Состав фауны смешанный, из более древних (первые две формы) и более молодых (остальные формы). Возраст фауны определяется как «дорисский» (Громов, Мирчинк), условия существования — как теплые и континентальные. Озерно-морские отложения на юго-восточном берегу Каспийского моря имеют следующий характер (Вебер, Калицкий):

1) Нижний отдел бакинского яруса. Мергеля, пески, черные глины. Характерная форма — *Didacna catillus*. Несогласно лежит на апшероне.

2) Верхний отдел бакинского яруса. По составу сходен с нижележащими отложениями. Фауна имеет ясные признаки опреснения (присутствие *Anodonta*, *Valvata* и др.).



Рис. 111. Приморские развееванные пески с раковинами древнекаспийских моллюсков (фото Прозоровского).

3) Слои с *Corbicula fluminalis*. Пески и мергеля. Кроме *C. fluminalis*, обычный комплекс форм из кардид (*Adacna*, *Monodacna*, *Didacna*, *Dreissensia* и др.).

4) Древнекаспийские отложения. Пески с обычной каспийской фауной без *C. edule*. Характерная форма *C. trigonoides*.

5) Отложения с *C. edule*.

Оба разреза весьма сходны. Внимательное изучение их позволяет установить следующие положения.

1. Солоноватоводные бакинские отложения с каспийской фауной сверху сменяются толщей осадков с отчетливыми признаками опреснения вод.

2. Довольно мощная толща пресноводно-солончатых отложений (сингильских, козожских, хазарских и ательских в Поволжье, верхнебакинские слои с *C. fluminalis* на юго-востоке) трансгрессивно перекрываются отложениями с каспийской, солонатоводной фауной (хвалынские и «древнекаспийские» отложения).

3. Отложения с *Cardium edule* представляют собой позднейшие образования.

Древние озерно-морские террасы на берегах Каспийского моря.

На северном берегу Каспийского моря, в Прикаспийской низменности, морфологически выраженных террас нет. Поверхность низменности до высоты в 50 м над уровнем океана трансгрессивно перекрыта хвалынскими отложениями. Последние отложения слагают террасу в долине Волги выше устья р. Еруслана, а также в долинах рр. Узеней, Урала и др. На Западном (кавказском) и на восточном (мангишлакском) берегах Каспийского моря террасы выражены очень отчетливо. На восточном берегу террасы (ясно выраженные) поднимаются до высоты 75 м над уровнем Каспийского моря. Они отмечены отложениями «хвалынского» типа. На западном берегу встречаются и более высокие террасы (до 150—160 м над уровнем Каспийского моря). В общем здесь развиты три главные серии террас. Нижние террасы имеют отложения с *Cardium edule*. Средние и верхние имеют фауну более или менее одинаковую — древнекаспийскую. Пресноводных форм в ней мало. Средние террасы отличаются от верхних большим развитием дидакн, типа *C. trigonoides*.

Особенности в расположении и числе террас указывают на существенные различия геологической истории разных берегов Каспия. Кавказский берег обладает признаками новейшего прогрессивного поднятия. Соотношение террас на нем прямое. Прикаспийская низменность, напротив, характеризуется признаками новейшего опускания. Более древние отложения здесь погребены под новейшими. На восточном берегу хорошо выражены террасы, соответствующие уровню хвалынского бассейна. Это дает основание приписывать хвалынской трансгрессии эвстатический характер и считать, что уровень ее достиг 75 м над современным Каспием.

Палеогеография Каспийского моря в течение четвертичного периода.

Изложенное заставляет нас констатировать отсутствие достаточного фактического обоснования гипотезы трех фаз повышения уровня Каспийского моря в течение четвертичного периода. Несомненной

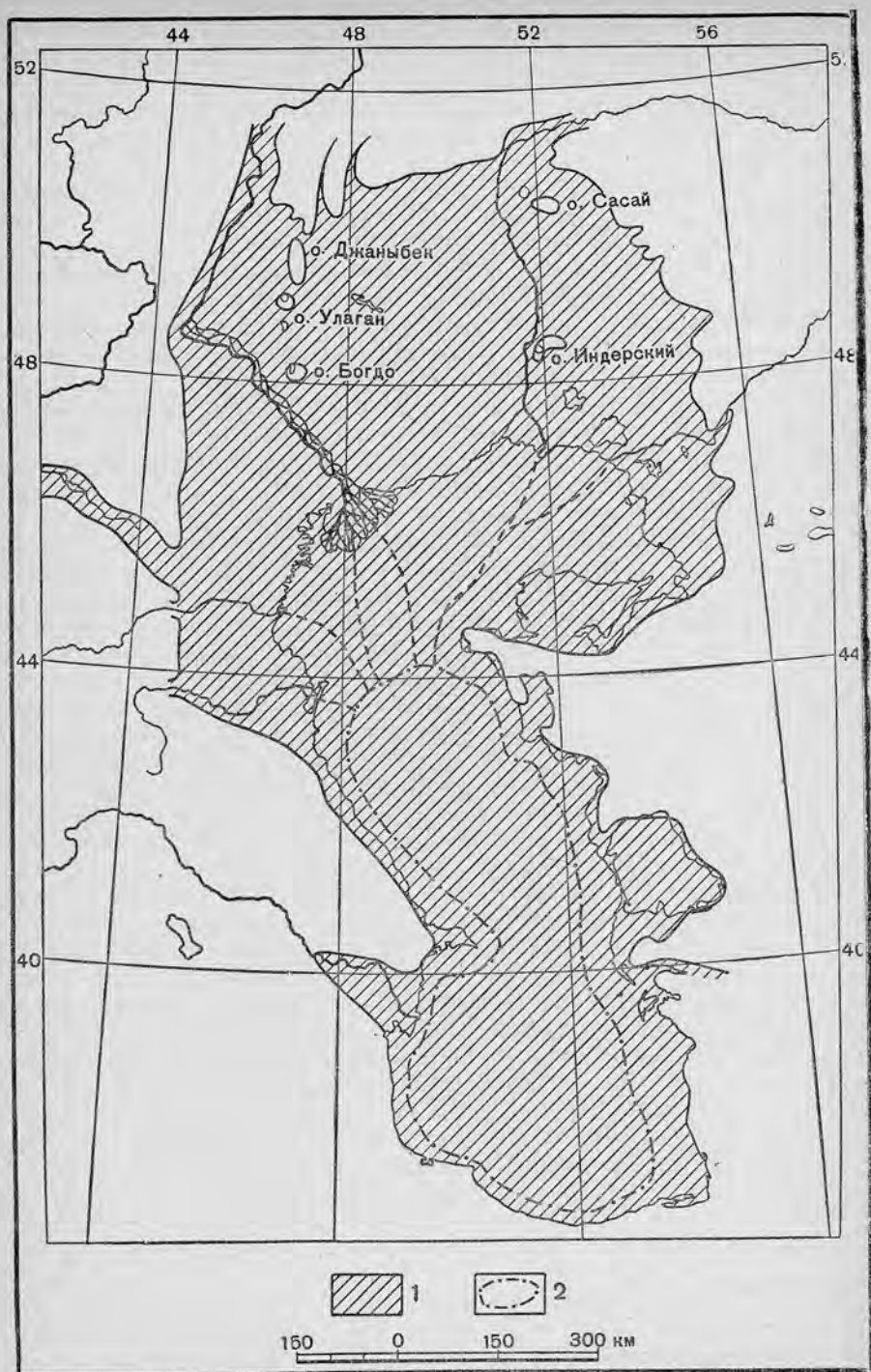


Рис. 112. Хвалынский бассейн.

1 — в эпоху максимального разлива; 2 — в фазу максимального сокращения.

представляется только одна трансгрессивная фаза — хвалынская (верхнекаспийская). Она отмечена высотой в 50 м над уровнем океана. Вместе с тем хвалынские отложения не обладают ясно выраженными признаками опреснения вод. Простой арифметический подсчет показывает, что эти признаки опреснения должны быть очень определены в том случае, если хвалынская трансгрессия была вызвана усиленным притоком речных вод. Для того чтобы поднять уровень современного Каспия до высоты хвалынской трансгрессии, необходимо увеличить массу воды моря в $1\frac{1}{3}$ — $1\frac{1}{2}$ раза. Прирост массы воды в этом случае должен быть равен или быть больше объемов воды северного и среднего Каспия, вместе взятых. Поэтому имеются все основания считать, что хвалынская трансгрессия была вызвана увеличением массы воды, а уменьшением объема каспийской впадины, главным образом в ее глубоководной части.

До хвалынской трансгрессии, в фазу хазарского (нижнекаспийского) бассейна, Каспийское море обладало отчетливыми признаками опреснения в северной и юго-восточной части. Эти признаки не обнаружены на западном и восточном берегах. Их естественно можно объяснить опресняющим влиянием Волги, Урала, Терека на севере и Узбоя (Аму-Дарьи) на юго-востоке. По сравнению с бакинской и современной эпохами степень опреснения была повышена. Это следует связывать с несколько более повышенным притоком речных вод в море в хазарское (нижнекаспийское) время. Отсюда возникает логическая возможность считать, что нижнекаспийская (хазарская) эпоха в четвертичной истории Каспийского моря соответствует ледниковой эпохе в широком смысле этого слова. Установить более точную и детальную корреляцию фаз истории Каспия и смен ледниковых и межледниковых эпох не представляется сейчас возможным. Весьма вероятно, что это объясняется следующими двумя причинами:

1) значительной «буферностью» Каспия, водная масса которого, вообще более или менее опресненная, не изменяла в заметной степени своего засоления под влиянием усиленного притока пресных речных вод; большое значение в этом отношении имело южное расположение бассейна и превышенная величина испарения;

2) возможность стока части вод через Маныч в Черное море.

Выше было уже выяснено, что Каспийское море находилось в связи с Черным в течение верхнего плицена и в нижнечетвертичное время. Этот период времени отвечает бакинскому и хазарскому бассейну Каспия. В тирренскую (узунларско-карангатскую) эпоху эта связь прервалась. Можно предположить, что соответствующая фаза в истории Каспийского моря отмечена резким сокращением площади моря, осушением северного Каспия и повышением засоления вод. На это указывают, во-первых, развитие аллювиальных (дельтовых) отложений на дне северного Каспия (а также «бороздин») и, во-вторых, сдвиги в составе фауны (предхвалынской) в сторону уменьшения количества пресноводных форм. Дислокации (поднятия) на дне моря (в пределах главным образом южного и среднего Каспия), уменьшившие объем Каспийской впадины, обусловили позднее повсеместное поднятие уровня моря до 50 м над уровнем океана. Солончатый комплекс форм («хвалынский») широко распространился в пределах впадин и в соседних участках. Более чем вероятно,

что каспийские воды получили вновь сток в Черное море через Маньч (см. ниже). Каспийская фауна снова проникла в черноморский бассейн и расселилась в нем в новозвксинскую фазу. В то же время и Черное море послало своего представителя в бассейн Каспия. Им был моллюск *Cardium edule*, широко распространившийся в Каспийском море в послехвалынское время. Этот последний этап в истории Каспия характеризовался прогрессивным понижением уровня моря на 75 м. Поскольку это понижение уровня не сопровождалось заметным повышением концентрации солей (что не выражено в составе фауны), причиной понижения были, несомненно, тектонические явления. Весьма вероятно, что они выражались в окончательном оформлении (опускании) южнокаспийского грабена. Важно отметить, что это новейшее понижение уровня Каспийского моря не было непрерывным. Ряд исследователей (Православлев, Доскач, Ковда и Лебедев, Николаев, Якубов и др.) обнаруживают в формах рельефа Прикаспийской низменности следы нескольких крупных задержек в понижении уровня Хвалынского моря и небольшого позднейшего трансгрессивного перемещения его береговой линии. На этом основании послехвалынская история Каспия часто разбивается на несколько этапов. Такого, например, предложенное Православлевым выделение кемруджской, джорджанской и саринской фаз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Краткая палеогеографическая схема истории Каспийского моря в четвертичный период приведена ниже.

Палеогеография Каспийского моря в четвертичный период.

Эпохи	Бассейны	Соленость	Уровень	Сопоставления
Бакинская	Бакинский	Средняя	Средний и более или менее стабильный	Ледниковая эпоха
Нижне-каспийская	Хазарский	Опреснение	—	—
	Ательский	Слабое осолонение	Низкий	—
Верхне-каспийская Современная	Хвалынский	То же	Повышенный	Послеледниковая эпоха
	Современный Каспий	Средняя	Пониженный	—

Литература.

1. Берг Л. С., Рельеф Туркмении, сборн. «Туркмения», 2, 1929.
2. Богачев В., Средиземноморские элементы в Каспийском море, «Азерб. нефт. хоз.», 1, 1928.
3. Богданов А. А., Новые данные по стратиграфии плиоценовых и постплиоценовых отложений Н. Поволжья, Бюлл. БМОИП, 4, 1933.
4. Вебер В. и Калицкий К., Челекен, Тр. ГК, 63, 1911.
5. Герасимов И. П., Каспийское море в четвертичный период, Тр. Советской секции АИЧПЕ, 3, 1937.
6. Герасимов И. П., Древнеаллювиальные и древнекаспийские отло-

жения на юго-восточном берегу Каспийского моря, «Проблемы физической географии», 5, 1937.

7. Голубятников Д. В., Детальная геологич. карта Апшеронского полуострова, Аташкинский район, Тр. ГК, 130, 1927.
8. Голубятников В., Морские и речные террасы Дагестана, Тр. Советской секции АИЧПЕ, 3, 1937.
9. Жуков М. М., К стратиграфии Каспийских осадков низового Поволжья, Тр. КГ, 4 (2), 1935.
10. Лебедев Н. Н., Эрозионные циклы Заволжья, Тр. ноябрьской сессии АН СССР («Проблема Волго-Каспия»), 1933.
11. Милановский Е. В., Путеводитель по Волге от Сталинграда до Саратова, Путев. экскурсий II конф. АИЧОЕ, 1932.
12. Православлев П. А., Каспийские осадки в низовьях р. Волги, Изв. Центр. гидро-метеор. бюро, 6, 1926.
13. Православлев П. А., Материалы к познанию нижневожских Каспийских отложений, Тр. Об-ва естествоиспыт. при Варшав. ун-те, 1905—1908.
14. Православлев П. А., Предисловие к работе В. И. Громовой «Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья...», Тр. КГ, 2, 1932.
15. Православлев П. А., Северо-западное побережье Каспия, Изв. Центр. гидро-метеор. бюро, 8, 1929.

Глава 4.

МАНЫЧСКИЙ ПРОЛИВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД.

Рельеф и отложения.

При рассмотрении четвертичной истории Черного и Каспийского моря неоднократно приходилось упоминать о Маныче как о проливе, соединявшем эти моря. Сейчас следует указать, что в морфологии манычской депрессии эта его палеогеографическая роль выражена достаточно ясно.

Манычская долина представляет собой тип хорошо сохранившейся сквозной долины с различным уклоном западной и восточной части. Ширина долины в центральной части колеблется от 1 до 2 км, она ограничена крутыми склонами и широкими террасовидными поверхностями, сливающимися с повышенными равнинами придонскими и ставропольскими. Перевал на Маныче имеет высоту 26 м над уровнем океана. Древняя долина Маныча используется в настоящее время для стока речных вод (в обе стороны к Черному и Каспийскому морю) рр. Кальмиуса, Егорлыка и др. Террасовидные поверхности вблизи Маныча сложены песчано-глинистыми отложениями с древнекаспийской фауной (например близ Сальска — *Adacna plicata*, *Didacna laeviuscula*, *D. longipes*, *Dreissensia polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Dr. caspia*, *Cardium edule* и др.). В западном Маныче к каспийским формам присоединяются черноморские (*Nassa reticulata*, *Venus gallina*, *Tapes* и др.) и пресноводные. Большинство исследователей считает эти отложения за эквивалентные хвалынским (верхнекаспийским). По отношению к Черному морю эти отложения будут, следовательно, новозвксинскими.

По буровым данным под толщей охарактеризованных отложений в центральной и западной части Маныча залегают слои с черноморской фауной (*Cardium edule*, *Nactica reticulata*, *Cerithium reticulatum*, *Tapes*) с примесью прикаспийских форм. Естественно считать эти отложения за эквивалентные тирренским (карангатским). Пови-

имому, они имеют ингрессивное залегание, не распространяясь на восточный Маныч. В пределах современной долины Маныча развиты одна-две низкие террасы, сложенные песчано-глинистыми отложениями с пресноводной или смешанной (пресноводно-солончатой) фауной.

Палеогеография Маныча в четвертичный период.

Манычский морской пролив между черноморской и каспийской областью существовал уже во время понта. Тогда он представлял собой суженный центральный участок моря.

В акчагыле по Манычу из каспийского бассейна на запад, в северную часть куяльнического озера-моря, проникли некоторые акчагыльские формы (Г у б к и н). Очевидно, в это время Манычский пролив характеризовался довольно значительной соленостью.

В конце куяльника, апшерона, в чаудинское и бакинское время, по Манычу, значительно опресненному, шел поток эмигрантов с запада, заселивший каспийскую область и послуживший основой для выработки современной каспийской фауны. В древнеэвксинское время (хазарское) по Манычу установился, повидимому, свободный обмен фаун между Каспийским и Черным морем. Все эти фазы в истории Маныча, за исключением понтической, пока не аргументированы фактически, — их установление основывается на косвенных соображениях. В тирренское (карангатское) время западный Маныч, повидимому, пережил ингрессию черноморских вод. В новоэвксинское (хвалынское) время по Манычу установился, по всей вероятности, свободный и широкий сток солончатых вод из Каспийского моря в Черное. Это доказывается развитием охарактеризованных выше террасовых отложений. Повидимому, в конце этой фазы в Каспий в обратном направлении проник моллюск *Cardium edule* L., широко расселившийся в Каспийском море в послехвалынское время. В связи с быстрым падением уровня хвалынского бассейна в новейшее геологическое время, сток морских вод по Манычу прекратился.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Все изложенное резюмируется в следующей таблице.

Палеогеография Маныча в плиоцене и четвертичном периоде.

Понт	}	Район Маныча залит водами понтического моря. Ингрессия акчагалыских вод. Миграция фауны с востока
Акчагыл		
Куяльник-Чауда	}	Ингрессия чаудинских вод. Миграция фауны с запада
Апшерон-бакинское время		
Древнеэвксинское время	}	Морской пролив. Свободный обмен фауны
Нижнекаспийская эпоха (Хазарский бассейн)		
Перерыв (ингрессии вод Черного депрессии), размыв речными водами.	}	и Каспийского морей в краевые части
Верхнеэвксинское время		
Верхнекаспийская эпоха (хвалынский бассейн)	}	Морской пролив со стороны хвалыньских вод. Вероятно, миграция фауны с востока
Перерыв (размыв речными водами)		

Литература.

1. Богачев В. В., Степи бассейна Маныча, Изв. ГК, 22, 1903.
2. Лисицын К. И., К строению долины р. Маныча, Тр. II Межд. конф. АИЧПЕ, 3, 1933.

ИСТОРИЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ И УЗБОЙСКОГО ПРОЛИВА.

Возраст Аральского моря.

Выше (ч. IV, гл. 6) было высказано предположение о весьма молодом, среднечетвертичном, возрасте Аральского моря. Оно было основано на геоморфологическом анализе форм рельефа Туранской низменности. Основания для этого предположения были следующие. На площади Турана большое распространение имеют древнеаллювиальные равнины. Они были образованы путем блуждания вод рр. Аму-и Сыр-Дарьи, Тургая, Иргиза, Чу и Сары-Су в плейстоценовые фазы четвертичного периода. Наиболее крупные равнины были созданы в нижнечетвертичное время. Сток вод Аму- и Сыр-Дарьи тогда был направлен непосредственно в Каспийское море, а не в Аральское, как это имеет место сейчас. Через район Аральского моря проходили воды рр. Тургая, Иргиза, Сары-Су и Чу. Эти реки образовали в центральной части Турана обширную аллювиальную равнину, располагавшуюся на месте Арала и восточнее. Речные воды из центральной части Турана стекали на юго-запад, через широкую ложбину Пру-Узбоя. В среднечетвертичное время характер гидрографической сети Турана сильно изменился. Непосредственный сток в Каспийское море прекратился. Реками Аму-и Сыр-Дарьей были разработаны новые молодые участки (Чарджоу—Питняк и Туркестан—Казалинск) с выходом в центральную часть Турана. Здесь, на месте древней аллювиальной равнины, образовался новый озерный бассейн — Аральское море. Образованию конечносточного бассейна Турана способствовало существование в западной части Центрально-Туранской низменности меридионального тектонического вала (и прогиба) — Арало-Кызыл-Кумского вала (по А р х а н г е л ь с к о м у). Современная впадина Аральского моря не обладает отчетливой морфологией. Только узкая западная часть ее имеет характер меридиональной тектонической депрессии. Большая же, восточная, часть представляет собой пологий склон, постепенно сливающийся с поверхностью древнеаллювиальных равнин на востоке (Кызыл-Кумы) и юге (дельта Аму-Дарьи).

Б е р г подчеркивает молодость фауны Аральского моря. Этим исследователем были указаны следы древней трансгрессивной фазы уровня Аральского моря. Они представлены толщами отложений на берегах, содержащих аральскую фауну и в том числе *Cardium edule*. Древнеаральские отложения залегают на средней высоте в 54 м над уровнем океана, т. е. превышают уровень Аральского моря на 4 м. Никаких следов более древних и высоких уровней Аральское море не имеет. Моллюск *Cardium edule* проник в Аральское море из Каспийского. Как было выше указано, в Каспийское море он проник из Черного во вторую половину четвертичного периода — в новоэвксинскую фазу. В Каспийском море *Cardium edule* расселился в послехвалыньское время. Следовательно, совсем недавно, в геологическом смысле, этот моллюск проник и в Аральское море. Это заключение подтверждается соотношением слоев с *Cardium edule* и древне-

аллювиальных отложений на восточном берегу Арала. Семихатов указал, что отложения с *Cardium edule* тонким слоем лежат здесь на древнеаллювиальных. Сопоставляя современную солонность Аральского моря с количеством солей, вносимых в море реками Сыр-и Аму-Дарьей. Берг сделал вывод о весьма непродолжительном

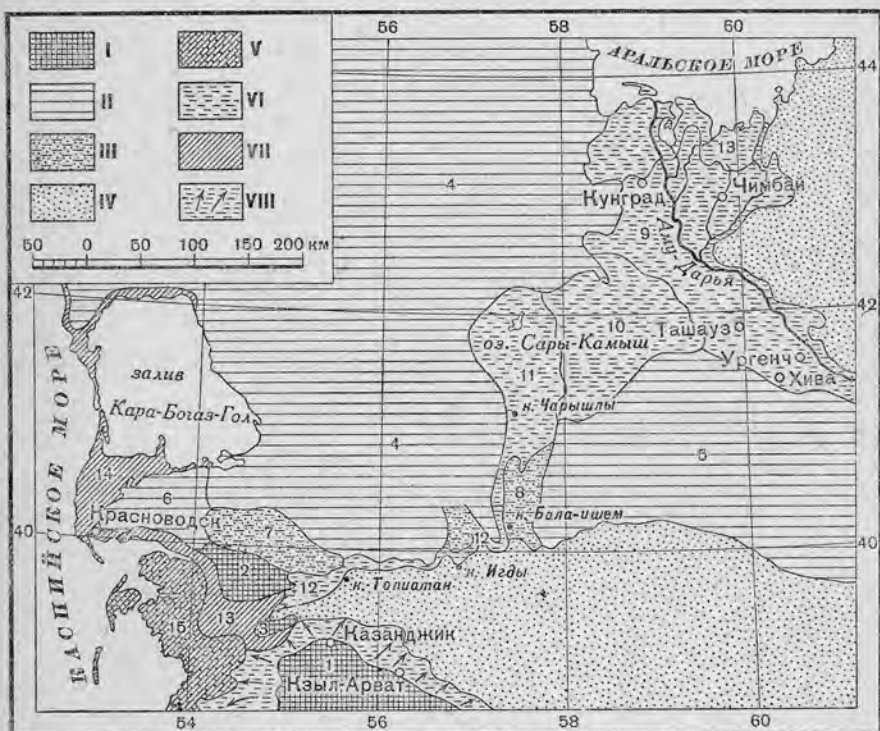


Рис. 113. Геоморфологические районы западной Туркмении.

Обозначения римских цифр: I — низкогорные и среднегорные районы; II — плато; III — песчаные районы с выходами коренных пород; IV — песчаные районы в основании сложенные древнеаллювиальными отложениями; V — песчаные районы, в основании сложенные древнекаспийскими отложениями; VI — древнеаллювиальные и озерные равнины; VII — солончачовые низина (древнекаспийские заливы); VIII — пролювиальные предгорные равнины.

Обозначения арабских цифр: 1 — г. Копет-Даг; 2 — г. Большие Балханы; 3 — г. Малые Балханы; 4 — плато Усть-Урт; 5 — плато северного Кара-Кума; 6 — Красноводское плато; 7 — пески Чильмамет-Кум; 8 — Приузбойский песчаный район; 9 — современная дельта Аму-Дарьи; 10 — Куны-Дарьинская древнеаллювиальная равнина; 11 — Сары-Камышская котловина; 12 — Узбой; 13 — солончаки Кель-Кор и др.; 14 — пески Красноводского полуострова; 15 — приморские пески. На карте «к» обозначает колодцы.

существовании Арала как бессточного озера. Оказалось, что накопленные в Аральском море соли могли быть принесены указанными реками (при расчете на их современную водоносность и засоленность) в 300—400 лет. Отсюда следует, что Аральское море совсем еще недавно должно было иметь сток. Этот сток, очевидно, был направлен в Каспийское море и проходил по Узбою.

Озерно-речной пролив Сары-Камыш—Узбой.

В верхнем бьефе Узбой, в непосредственном соседстве с современной дельтой р. Аму-Дарьи, располагается громадная сухая Сары-

Камышская котловина. Глубина ее достигает 100 м; отметки дна лежат ниже уровня океана. В морфологических чертах котловины ясно сохранились следы недавнего пребывания озерных вод. Эти следы представлены покровами древнеозерных отложений с пресной и солоноватой фауной (*Anodonta*, *corbicula* *Neitina*, *Dreissensia* и др.),

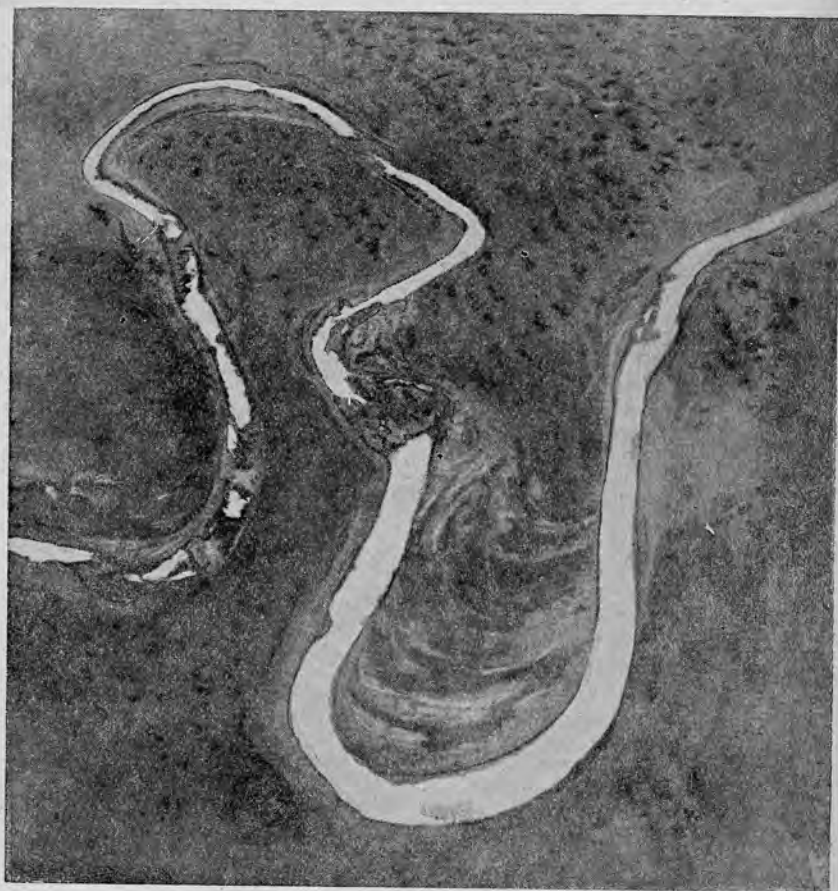


Рис. 114. Излучины русла Узбоя. В русле видны отложения солей. Вид с самолета.

системой террас и береговых валов. С востока к Сары-Камышской котловине подходит древняя Куня-Дарьинская аллювиальная равнина, сложенная аллювиальными отложениями и изборозженная сухими руслами. Одно из русел — Куня-Дарья (Дарьялык) глубоко врезано и обнажает 60-метровую толщу аллювия. Куня-Дарьинская аллювиальная равнина на востоке постепенно сливается с современной дельтой р. Аму-Дарьи; ее сухие русла присоединяются к ныне действующим. Это дает основание рассматривать Куня-Дарьинскую равнину как западную (отмершую) часть дельты р. Аму-Дарьи. Отсюда же следует, что главную роль в былом обводнении Сары-

Камышской котловины играли воды р. Аму-Дарьи (ее западные рукава). Сары-Камышская древнеозерная котловина непосредственно соединена с Узбоем. Последний, по данным Федоровича и Кесью, представляет собой прекрасно сохранившееся сухое речное русло. Все элементы строения речной долины хорошо выражены у Узбоя — русло, меандры, террасы, отложения.

Соединение Узбоя и Сары-Камыша происходит на довольно высоком уровне — около 50—55 м над уровнем океана. Это указывает на то, что сток озерных вод Сары-Камыша в Узбой происходил только в фазу максимального уровня озера. С падением последнего он быстро прекратился. Этому вполне соответствуют наблюдения Доскача и наши о прогрессивном засолении вод Сары-Камыша по мере понижения его уровня. Засоление фиксировано в изменении состава фауны древнеозерных террасовых отложений — в исчезновении пресноводных форм и массовом развитии солоноватоводных (*Neritina*, *Dreissensia*). Параллельно с понижением уровня в озере происходило врезание русла Куны-Дарьи (Дарьялыка). В последние фазы обсыхания котловины в соленых озерах на дне Сары-Камыша появился *Cardium edule*. В долине Узбоя развиты четыре террасы, прикрытые озерными, речными и дельтово-морскими (древнекаспийскими) отложениями. Отложения верхней (4-й) террасы сливаются с озерными отложениями Сары-Камыша. В нижнем участке Узбоя отложения этой же террасы (4-й) представлены осадками с древнекаспийской фауной (*Didacna trigonoides*, *D. Barbot-de-Marnyi*, *Monodacna caspia*, *Dreissensia polymorpha* и др.). Возраст фауны — верхнекаспийский (хвальнский). Более низкие террасы Узбоя, в его нижнем участке, тоже прикрыты отложениями с древнекаспийской фауной. Образование террас находилось в связи с задержками в понижении уровня Каспийского моря в послехвальнское время. Самая нижняя терраса (1-я) содержит моллюск *Cardium edule*. Эта форма не найдена нигде в среднем Узбое. Единственная возможность проникновения его из Каспия в Арал — это путь заноса или непосредственно в Аральское море, или в системы соленых реликтовых озерков Сары-Камыша.

Палеогеография Аральского моря и Узбоя в четвертичный период.

Изложенный фактический материал позволяет установить следующие положения.

Во второй половине четвертичного периода в центральной части Туранской низменности, вследствие изменения в расположении гидрографической сети на равнинах Средней Азии, образовалось Аральское море. Вскоре после образования Аральского моря часть вод р. Аму-Дарьи, вследствие подпора высоким уровнем Арала, использовала древнюю ложбину Пра-Узбоя для дополнительного сброса части вод. По пути этого стока воды Аму-Дарьи заполнили древнюю Сары-Камышскую впадину, образовав в ее границах большой озерный бассейн. Уровень Сары-Камышского озера несколько превышал уровень Аральского моря.

Часть озерных вод Сары-Камыша в фазу максимального уровня получила сток дальше на юго-запад, по древней, пра-узбойской, ложбине стока. Проточная вода разработала Узбой, придав ему фор-

му типичной речной долины. Сток вод по Узбою шел в Каспийское море. Время стока (первых фаз) соответствовало времени хвалынской трансгрессии. В тесной связи с понижением уровня Каспия в послехвалынское время происходила дальнейшая разработка долины Узбоя и формирование ряда террас. Сток по Узбою прекратился вследствие понижения уровня Сары-Камышского озера. Последнее же произошло в силу отмирания западных (куня-дарьинских) рукавов дельты р. Аму-Дарьи. Есть основания считать, что отмирание протоков Куня-Дарьинской системы было связано с падением общей водоносности Аму-Дарьи и понижением уровня Аральского моря. Таким образом, конечной причиной прекращения стока вод по Куня-Дарье и Узбою были изменения в водном балансе Аму-Дарьи, то есть причины климатического характера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Все сказанное резюмировано в следующей таблице.

Палеогеография Аральского моря и Узбоя в четвертичный период.

Первая половина четвертичного периода	Аральское море не существует
Вторая половина четвертичного периода	Образование Аральского моря Сток части вод Аму-Дарьи в Сары-Камыш—Узбой—Каспийское море
Верхнекаспийская эпоха (хвалынская)	Новейшая трансгрессия Аральского моря (отложения с <i>Cardium edule</i>)
Послехвалынская эпоха	Постепенное отмирание Сары-Камышского озера, врезывание Узбоя и формирование нижних террас
Историческое время	Понижение уровня Аральского моря

Литература.

1. Архангельский А. Д., Заметка о послетретичных отложениях Арало-Сары-Камышской низменности, Изв. ГК, 34, 1915.
2. Берг Л. С., Аральское море, Изв. Турк. отд. ГО, 5, 1908.
3. Глуховской А. И., Пропуск вод р. Аму-Дарьи по старому ее руслу в Каспийское море..., 1893.
4. Кесь А. С., Русло Узбоя и его происхождение, Тр. Ин-та физ. географии АН СССР, 27, 1937.
5. Коншин А. М., Сары-Камышский озерный бассейн и западный Узбой, ИГО, 21, 1885.
6. Макеев П. С., О развитии речных долин Средней Азии за исторический период, «Проблемы физич. географии», 3, 1936.
7. Архангельский А. Д., Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи, Тр. ГГРУ, 12, 1931.
8. Герасимов И. П., Основные этапы развития современной поверхности Турана, Труды Ин-та географии, 25, 1937.
9. Федорович Б. А., Материалы по морфологии Кара-Кумов, сборн. «Каракумы», изд. АН СССР, 1930.
10. Герасимов И. П., Палеогеография Зап. Туркмении во вторую половину четвертичного периода, «Проблемы физической географии», 5, 1937.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ И ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД.

В настоящей главе будет изложено общее заключение по палеогеографии понто-каспийской области в течение четвертичного периода. История отдельных бассейнов области Черного, Каспийского и Аральского морей будет сопоставлена и установлена синхронизация главнейших фаз их четвертичной истории. Изложенных выше фактических данных для этой цели достаточно, однако при сравнительном их анализе и обобщении возникает один, весьма важный в принципиальном отношении, вопрос. Он заключается в возможности и необходимости более широкой и единой синхронизации геологических событий в пределах всего Средиземноморья. Основания для подобной проблемы двойки. Во-первых, они заключаются в несомненной и прямой связи Черного и Средиземного моря, а также в более отдаленной связи и других двух бассейнов. Во-вторых, они заключаются в той широкой интерпретации материалов по четвертичной истории Средиземного моря, которые содержатся в работах французских геологов Де-Лямотта (de Lamotte), Де пере (Depéret), Дюбуа (Dubois), Шапю (Chaput) и др. Следует отметить, что подобная постановка вопроса — возможность и необходимость рассмотрения четвертичной истории бассейнов понто-каспийской области в тесной связи с развитием Средиземного моря — не нова и в советской литературе. Ее мы находим в работах Андрусова, Оппокова, Москвитина и ряда других. Поэтому в начале настоящей главы, до обобщающего рассмотрения изложенных выше материалов по палеогеографии бассейнов понто-каспийской области, будут изложены основные положения по палеогеографии Средиземного моря в четвертичный период.

Четвертичные террасы Средиземного моря.

Де-Лямотт (de Lamotte) впервые установил на берегах Алжира и Туниса существование серии довольно постоянных по высоте древних береговых линий и прибрежных отложений, слагающих уступы на уровне 325, 265, 204, 148, 100, 60, 30 и 18 м над морем. Он нашел, что верхние четыре уровня являются плиоценовыми, и к четвертичному периоду отнес нижние четыре. Де пере (Depéret) обнаружил террасы, соответствующие нижним из указанных, на французском берегу Средиземного моря. Жинью (Gignout) подобные же уровни описал в Сицилии, Калабрии, Гасконии и во всей западной части Средиземного моря. Широкое распространение древних морских террас и сравнительно близкий уровень позволили Де пере выдвинуть следующую обобщенную схему четвертичных средиземноморских террас.

1. Сицилийская терраса. Средний уровень 90—100 м. Отложения характеризуются сравнительно холодной фауной арктического происхождения. Главные представители: *Cyprina islandica*, *Mya truncata*, *Panopaea norvegica*, *Trichotropis borealis*, *Buc-*

cinum undatum, *B. humphreysianum*, *Chrysodonus sinistrorsa* и др. хорошо выражены в Палермо.

2. М и л а ц к а я т е р р а с а. Средний уровень около 55—60 м. Фауна не столь определенная. В ней присутствуют некоторые атлантические формы (*Tapes rhomboides*, *Venus fasciata*, *Balanus*



Рис. 115. Схема средиземноморских террас (по Depéret).

coneavus) наряду с другими. Очень характерно увеличение размеров и богатая орнаментация некоторых типично средиземноморских форм, как, например, варьятеты «*Herculea*» вида *Mytilus gallo-provincialis* крупные варьятеты *Pecten pesfelis*, *Triton nodiferum* и др.

Все это указывает, по мнению Д е п е р е, на температурные условия более теплые, чем условия современного Средиземного моря. Терраса хорошо выражена в Сицилии.

3. Т и р р е н с к а я т е р р а с а. Средний уровень 30—35 м. Фауна весьма теплолюбивая, субтропического характера. Отдельные ее представители живут сейчас вблизи Канарских островов и вблизи атлантического африканского берега. Наиболее типичными представителями являются: *Strombus bubonicus*, *Conus testidarius*, *Tritonidea vivverata*, *Natica lactea*, *Pusinella nifat*, *Cardita senegalensis*, *Mactra Largillierii*, *Tugonia anatina*, *Tapes senegalensis* и др. Ряд форм представляет собой типы умеренного атлантического характера (*Pecten maximus*, *Venus fasciata*, *Tapes rhomboides* и др.). Тирренская терраса хорошо выражена по берегам Тирренского моря.

4. М о н а с т ы р с к а я т е р р а с а. Средний уровень 18—20 м. На алжирско-тунисском берегу отложения этой террасы характеризуются фауной теплой, сходной с тирренской. На северном берегу Средиземного моря теплые формы отсутствуют, встречена только обычная средиземноморская фауна.

Д е п е р е указывает, что выделенные им четыре яруса четвертичных морских террас свойственны не только Средиземному морю. Он находит следы их на африканском и европейском берегу Атлантического океана. Так, например, в Сенегалии, по Ш о т а р д у (*Chautard*), развиты три уровня в 15 м (современная фауна), 25 м (с средиземноморскими, тирренскими формами) и 45 м (с тропической фауной).

В Марокко Л е к у э н т р (*Lecointre*) около Казабланки описал три уровня древних береговых линий, расположенных на высоте

от 20 до 80 м над уровнем моря. В районе Гибралтара еще Рамзай (Ramsay) и Гейки (Geikie) указали на четыре уровня с высотой в 16—17, 25—27, 53—57 и 78 м. На атлантических берегах Франции развиты древние ракушники на высотах 14—20 м. Однако имеются следы и более высоких и древних береговых линий (береговые платформы, абразионные уступы и т. д.) на высотах от 30 до 100 м. По берегам Ламанша Прествич (Prestwich), де-Лямотт и др. отметили развитие древних морских ракушечников (частью с теплой фауной) на высотах в 15—20 и 30 м. Выше развиты древние береговые платформы. Далее Депере (и де-Лямотт) нашел, что и террасы рек, впадающих в Средиземное море или Атлантический океан, обладают соответствующими высотами. Нельзя сказать, чтобы это соответствие числа и высоты морских и речных террас было всегда выдержанным. Однако встречающиеся отклонения объяснялись или недостаточной изученностью района, или вторичным размывом террас.

Наблюдения над соотношением речных террас Средиземноморского бассейна с древнеледниковыми отложениями Альп и Пиренеев привели Депере к мысли о необходимости тесной синхронизации ледниковых, речных и морских террасовых отложений. Подобные наблюдения были сделаны для долины Роны, Гаронны, Арьежи и др. Депере, Килианом (Kilian), Жинью (Gignoux) и др. Эти наблюдения позволили Депере считать одновременными эпохи оледенения Альп и накопление речных и морских террасовых отложений.

Общая схема синхронизации получилась следующая:

Морские отложения и береговые линии	Речные террасы	Моренные гряды (оледенения)
Сицилийские (90—100 м)	Террасы на высоте 90—100 м	Гюнцские
Милацкие (55—60 м)	» 55—60 м	Миндельские—саксонские
Тирренские (30—35 м)	» 30 м	Рисские—польские
Монастырские (18—20 м)	» 18—20 м	Вюрмские—мекленбургские

Недавно некоторые американские исследователи, как, например, Кук (Cooke), указали на развитие вдоль атлантического берега Северной Америки серии древнеморских террас следующей высоты: 7,5, 20,0, 30,0, 50,0, 65,0, 80,0 м над уровнем моря. Они сочли их за аналоги описанных выше средиземноморских террас. То же явление было указано для берега Аргентины (Rovereto) и для некоторых других районов.

Образование «средиземноморских» террас; эвстатический и изостатический факторы.

Выше, во второй главе первой части курса, рассматривался вопрос о послеледниковой истории Балтийского щита. Было отмечено, что в поздне- и послеледниковое время район Балтийского щита испытывал сводное изостатическое поднятие, вследствие чего постепенно освобождался от морских вод. Этот процесс был осложнен эвстатическим повышением уровня океана в эпоху стаивания ледникового покрова. Было указано, что ориентировочные подсчеты Дэли (Daly), а так-

же *Антевс* (*Antevs*) приводят к необходимости считаться с возможностью повышения уровня океана (эвстатического) после последнего оледенения на 85 м. Там же подчеркивалось, что подобное сопряжение изостатического и эвстатического факторов, действовавших в одном направлении (поднятие суши и уровня моря), но с различной скоростью, обуславливали переменный (трансгрессивно-регрессивный) режим в краевых участках Балтийского щита. Изложенные выше наблюдения над распространением «средиземноморских» террас дают основание для значительно более распространенного толкования упомянутых выше закономерностей.

Колебания уровня мирового океана на протяжении четвертичного периода могли быть обусловлены периодическими мобилизациями и демобилизациями влаги в ледниковых покровах. Общий масштаб этого процесса, как показывают приведенные выше расчеты, вполне соответствует уровню древних террас. Кроме того, получает логическое обоснование та связь речных (флювиогляциальных) террас и морских, которая указана *Депере*.

Однако одними эвстатическими колебаниями образование «средиземноморских» террас не может быть объяснено. В этом случае не поддается объяснению последовательное ступенеобразное расположение террас — древних наверху и молодых внизу. Необходимым дополнением эвстатического фактора должен был быть фактор изостатический. Если исходить из доказанности повсеместного развития террас «средиземноморского» типа, необходимо предположить также и последовательное поднятие («всплывание») крупных участков суши. Это поднятие не было непрерывным. Благодаря тем или иным причинам оно могло замедляться или задерживаться. Фазы задержек фиксировались в виде террасовидных ступеней. Естественнее всего подобный ход геологического развития прилагать к обширным массивам кристаллических щитов, и в первую очередь к щитам Скандинавскому и Канадскому. Причиной замедлений или задержек в поступательном поднятии щитов возможно считать развитие и периодические стаивания ледяных покровов — этих дополнительных нагрузок на их поверхности. Однако при учете возможности эвстатических движений уровня океана условия для развития морских террас в четвертичное время сильно усложняются.

Соотношение изостатических и эвстатических компонентов в движении береговых линий могут складываться весьма различным образом. Благодаря этому вряд ли можно ожидать развития одинаковых древних террасовых уровней в совершенно различных в геотектоническом отношении районах.

Морфологическим результатом совместного проявления изостатических и эвстатических колебаний явятся: во-первых, прямые соотношения террас разного возраста (высокие—древние, низкие—молодые); во-вторых, известная выдержанность террасовых уровней в пределах отдельных, более или менее однородных по геоструктуре и сходных по новейшей геологической истории, районах.

Оба эти признака, действительно, часто наблюдаются. Еще *Джамонтт* подчеркнул удивительное однообразие древнетеррасовых уровней на южном (африканском) берегу восточной части Средиземного моря. *Шапю* (*Chaput*) недавно доказал это же для атлан-

тического берега Франции. Выше было указано, что К у к (Cooke) утверждает постоянство террас для атлантического берега Северной Америки. Больше того, некоторое совпадение террас этих районов указывает на известное сходство некоторых причин их образования. Как ясно из вышеизложенного, это сходство могло быть обязанным эвстатическому компоненту, одинаково проявляющемуся на фоне дифференциальных изостатических движений. Однако число районов с таким, довольно простым и однообразным, соотношением древних морских террас (атлантический тип, по Д ю б у а) — весьма ограничено.

В большинстве других районов (например средиземноморских) соотношение террас гораздо более сложное. Это прямо указывает на значение других (кроме эвстатических и изостатических) факторов в образовании террас.

Местный орогенический фактор.

В самом деле, сопоставление материалов по террасам Европы показывает всю сложность проблемы. Для иллюстрации приведем некоторые фактические данные. Для восточной части Средиземного моря устанавливаются следующие факты. Н е г р и с (Negris) отмечает для Эгейского архипелага и прилегающих участков малоазиатского побережья энергичное проявление молодых дизъюнктивных и эпейрогенических движений. В плиоцене значительная часть района представляла сушу с выравненными формами рельефа. В древнечетвертичное время начинается обширное и неравномерное погружение, сопровождаемое диастрофизмом. Осталась непогруженной только часть островов. Затем произошло поднятие и омоложение древних форм рельефа. Образовались древнетеррасовые уровни, поднятые на различную высоту до 500—700 м. Во второй половине четвертичного периода имело место новое погружение, отмеченное дислоцированностью новейшего аллювия близ Ангоры и затоплением берега. По данным Г о р т а н и (Gortani), поднятия берегов Италии начались в конце плиоцена. Плиоценовые отложения были подняты на различную высоту: 500 м (Сицилия), 1000—1200 м (Калабрия), 700—900 м (тирренский склон Апеннин), 1000 м (адриатический склон), иногда ниже — до 80—100 м. Неравномерные поднятия продолжались и позднее. Тирренские слои (см. выше) с нормальным уровнем около 30 м встречаются на высоте 100 м (Мессина) и 200 м (Сицилия). Давно констатировано, что поднятие и опускание берега происходило и в историческое время. Так, например, Г р е г о р и (Gregory) указывает, что остров Капри со времени Тиберия поднялся на 6 м, район Неаполя погрузился и снова поднялся. В общем для итальянских берегов констатировано весьма большое разнообразие новейших дифференциальных тектонических движений и был сделан вывод о непригодности района для изучения эвстатических явлений (Г о р т а н и).

Аналогичные факты указаны для испанских берегов. Морские четвертичные отложения здесь представлены лишь одной террасой. Сицилийские отложения (с холодной фауной) найдены под уровнем моря, на глубине 140 м (Кадикс). Различные участки берегов обнаруживают совершенно разные признаки подвижности в новейшее геологическое время. В Галисии берег стабилен с верхнего палеолита,

на атлантическом берегу есть затопленные постройки. Все эти данные согласно указывают на большее значение новейших орогенических движений в развитии рельефа берегов Средиземного моря. Эти движения имели различный характер и были локальны. Совершенно ясно, что развитие террасовых ступеней вследствие эвстатических колебаний уровня моря при одновременных или позднейших тектонических явлениях в высокой степени осложнялись. Практически создавались совершенно особые условия для развития рельефа и накопления отложений, глубоко отличные от берегов, относительно стабильных (тихоокеанский тип, по Д ю б у а).

Корреляция морских и речных террас.

Разнообразие факторов, влияющих на развитие морских террас, еще более увеличивается для террас речных долин. К указанным выше факторам (изостатические, эвстатические и локальные орогенические движения) прибавляются климатические перемены в водосборном бассейне (в частности оледенения), влияние пород, геологических структур и законы развития гидрографических систем. В результате число, положение и соотношение речных террас в Западной Европе оказывается очень разнообразным. В общем оно не укладывается в рамки простой схемы де-Лямотта—Депере. Только у некоторых речных долин (например французских рек Атлантического бассейна—Соммы, Сены, Луары и т. д.) наблюдается некоторое соответствие четырехчленной схеме. Это, естественно, объясняется относительной стабильностью в четвертичном периоде этого района Западной Европы.

Реки средиземноморского бассейна характеризуются более сложным соотношением и числом террас.

ВЫВОДЫ.

Образование четырех ярусов средиземноморских террас, выделенных де-Лямоттом и Депере, обязано движениям изостатического и эвстатического характера. Изостатический фактор выразился в прогрессивном поднятии материковых массивов в течение четвертичного периода. Это поднятие не было непрерывным; фазы его замедления и задержек отмечены образованием террас. Причины замедлений и задержек не были связаны только с ледяной нагрузкой в фазы оледенения. На это указывает образование серии плиоценовых террас, иногда аналогичных четвертичным. Изостатические движения в различных районах не были равномерны и одинаковы. В пределах щитов они скорее имели сводовый характер. Вследствие этого образовавшиеся в фазы замедления (задержек) террасовидные ступени не должны быть одновременными для различных районов. Однако фактор эвстатический, тесно связанный в четвертичный период с мобилизацией и демобилизацией влаги в ледниковых торовах, способствовал некоторому определенному ритму в образовании террас. В более или менее сходных по геоструктуре районах (например на щитах) этот общий ритм эвстатических колебаний обусловил известную синхронность в перемещении береговых линий. Местные орогенические движения, сильные и дифференциальные

в Средиземноморье, на тихоокеанском побережье Азии (Японии) и в других районах, внесли большую дисгармоничность в образование и сохранении древних береговых линий. Ритмичность эвстатических колебаний практически в таких районах не получила морфологического отображения. Развитие речных террас только в очень ограниченном числе районов полностью отразило и сохранило в морфологическом отношении ритмы эвстатических колебаний. Такими районами являлись континентальные массивы с преобладанием медленных изостатических движений, не закрывавшиеся ледниковыми покровами. Естественно также, что это положение относится только к речным долинам, имевшим свободный выход в океан.

Развитие речных террас в большинстве долин вызывалось и осложнялось местными орогеническими движениями, развитием ледникового покрова, климатическими изменениями, влиянием пород, геологических структур и т. д.

В силу всего сказанного, схема де - Л я м о т т — Д е п е р е (схема «средиземноморских» террас) как основа для стратиграфии, определения возраста и установления гипсометрических соотношений должна иметь весьма ограниченное применение.

Применение схемы «средиземноморских» террас к четвертичной истории бассейнов и рек понто-каспийской области.

Схема «средиземноморских» террас (схема де - Л я м о т т — Д е п е р е) как основа для корреляции и определения абсолютного и относительного возраста отложений и террас (озерно-морских и речных) понто-каспийской области применена быть не может.

Основания для этого вывода следующие.

Исходным положением для корреляции террас и отложений в схеме де - Л я м о т т — Д е п е р е является признание эвстатического фактора в образовании морских террасовых уступов, определяющего известный всеобщий ритм. Проявление всеобщего эвстатического фактора возможно только при свободном и равномерном водном обмене между бассейнами. Этот обмен отсутствовал для большинства бассейнов понто-каспийской области. Только одно Черное море, в одну из фаз своей истории (узунларско-карангатскую), имело свободный водный обмен с Средиземным морем. А н д р у с о в ы м эта фаза была сопоставлена с тирренской. Во все другие фазы истории Черное море, а тем более Каспийское и Аральское, были изолированы от мирового океана.

Некоторым возражением против высказанного положения может служить, на первый взгляд, следующее соображение. Эвстатические повышения уровня океана вызваны стаиванием ледниковых покровов. Аналогичное явление и, повидимому, синхронное должно было влиять и на режим внутренних бассейнов понто-каспийской области. Это соображение, однако, не дает еще права сопоставлять соответствующие фазы в истории внутренних морей понто-каспийской области и Средиземноморья и пользоваться схемой де - Л я м о т т а — Д е п е р е, как основой этого сопоставления. Причины этому следующие.

1. Образование «средиземноморских» террас являлось результатом координации изостатических движений с эвстатическими. Первые

движения могут быть весьма различными для разных районов и более или менее сходными только для близких по геоструктуре (например для щитов). Район понто-каспийской области в этом отношении очень своеобразен.

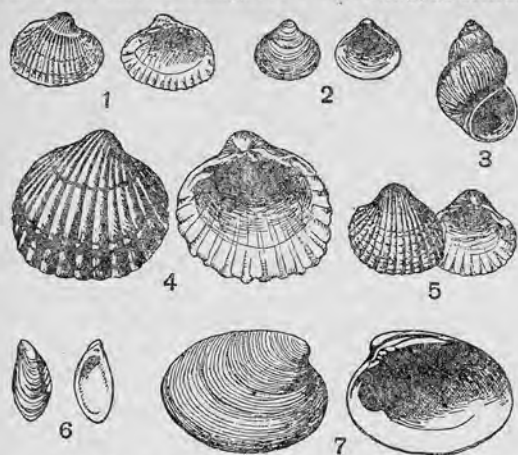


Рис. 116. Руководящие моллюски четвертичных отложений понто-каспийской области:

1 — *Didacna crassa*; 2 — *Carbicula fluminalis*; 3 — *Paludina deluviana*; 4 — *Cardium tuberculatum*; 5 — *C. edule*; 6 — *Dreissensia rostriformis*; 7 — *Tapes colverti*.

2. Образование «средиземноморских» террас в районах с повышенной местной орогенической активностью в четвертичный период протекало своеобразно. Как указано было выше, в подобных районах стратиграфические и гипсометрические соотношения террас и отложений усложнены и не укладываются практически в рамки схемы де-Лямотт-Депере. Понто-каспийская

область относится как раз к такому типу районов.

3. Озера-моря понто-каспийской области имели на протяжении четвертичного периода неоднократный односторонний сток: Аральское море в Каспийское, Каспийское в Черное и обратно, Черное в Средиземное. Вследствие этого повышение уровня бассейнов не представляло простой схемы (увеличение притока — повышение уровня).

4. Сток талых ледниковых вод в бассейны понто-каспийской области был неравномерным и не соответствующим среднему приходу талых вод ледника на единицу объема морской воды.

Как было указано выше, фактические данные о ритмичности в колебаниях уровня Каспийского и Черного моря в четвертичный период совершенно точно соответствуют этим положениям.

В самом деле, отчетливая трансгрессивная фаза (хвалынская) в истории Каспийского моря была только одновременной и имела место во второй половине четвертичного периода.

Фазы опреснения в истории Черного моря (древнекаспийские) отмечены были частично регрессией береговых линий (например новозвксинская).

Рассмотрение схемы де-Лямотт — Депере позволило, однако, сделать вывод о ясных признаках широкого изостатического поднятия материковых массивов на протяжении четвертичного периода.

Этот вывод в общей форме приложим к истории как понто-каспийской области, так и в особенности к водосборным бассейнам рек, впадающих в Черное и Каспийское море.

Выше, в главе второй четвертой части, мы констатировали на основании геоморфологических материалов определенные признаки

прогрессивного врезывания в течение четвертичного периода речных долин системы Днепра, Дона и Волги в районах возвышенных плато и равнин Европейской части СССР. Сейчас это заключение получает более широкое обоснование. Вместе с тем оно уточняет общее положение об изостатическом поднятии Восточно-Европейской платформы в четвертичный период. Это поднятие имело весьма дифференциальный характер и совершалось с различной скоростью и амплитудой.

Корреляция трансгрессивных и регрессивных фаз в бассейне Черного, Каспийского и Аральского морей в четвертичный период.

Отказавшись от применения схемы де-Лямонт — Де пере для широкой корреляции событий четвертичной истории понто-каспийской области, мы можем вместе с тем найти другую основу для синхронизации этапов истории Черного, Каспийского и Аральского морей. Этой основой является миграция фауны, с одной стороны, и некоторый ритм в смене фаун и ее обмена, — с другой. Опыт такой корреляции представлен ниже.

Палеогеография понто-каспийской области в четвертичный период. (Стрелки показывают направления стока и водообмена).

Черное море	Каспийское море	Аральское море
Опресненный чаудинский бассейн →	Солоноватоводный бакинский бассейн	← Арало - Сары - Камышская аллювиальная равнина
Опресненный древнеэвксинский бассейн →	← Опресненный хазарский бассейн	—
Солоноватоводный узунларский бассейн	—	—
Соленое Карангатское море (соединение с Средиземным морем)	—	Образование Аральского моря
Слабо солоноватый новоэвксинский бассейн	← Солоноватоводный хвалынский бассейн (крупная трансгрессия, вызванная тектоническими причинами)	← Сток части аму-дарьинских вод по системе Сары-Камыш—Узбой. Отмирание Сары-Камыша и осушение Узбоя
Солоноватоводное Древнечерноморское море (соединение с Средиземным морем)	Последовательное понижение уровня с временными задержками и незначительными позитивными движениями береговой линии	—

К этой схеме следует сделать еще одно существенное дополнение. Определенно выраженный ритм в колебании солёности Черного моря А р х а н г е л ь с к и й связывает в основном с фазами проявлений тектонических движений. Он основывается в этом заключении на аналогии с третичными бассейнами. В неогене были выражены три эпохи резкого опреснения: 1) верхний сармат; 2) верхний меотис, понт, киммерийский и куяльницкий бассейн; 3) апшерон и чаудинский бассейн. Однако этот же геолог считает возможной, хотя и не доказанной, корреляцию эпох оледенения и фаз истории Черного моря, предложенную А н д р у с о в ы м.

Эта корреляция естественно связывает фазы опреснения вод Черноморского бассейна со стоком вод и, следовательно, с эпохами оледенения. Стабильное положение уровня моря в течение этих фаз может быть объяснено (см. выше) односторонним стоком вод в Средиземное море. Тот же принцип может быть применен и к истории Каспийского моря.

Трудно что-либо добавить к соображениям А р х а н г е л ь с к о г о и А н д р у с о в а по этому вопросу. Единственно, что следует отметить, это соотношение найденных в Приазовье и низовом Поволжье фаун позвоночных и озерно-морских отложений. Эти фауны — «палудиновая» и «хазарская» — описаны выше. Обе они имеют возраст «дорисский» (до максимального Днепровского оледенения). Слои с фауной лежат или несколько выше, или более или менее синхронно отложениям древнеэвксинским и хазарским. В общем подобные соотношения подтверждают взгляды, высказанные А н д р у с о в ы м. Вкратце они изложены ниже.

Черное море	Каспийское море	Хронология по Андрусову
Чаудинское озеро-море	Бакинский бассейн	Максимальное оледенение (рисское, днепровское)
Древнеэвксинское море	Хазарский бассейн	—
Узунларский бассейн	—	—
Карангатское море	Хвалынский бассейн	Последнее оледенение (вюрмское, валдайское)
Новоэвксинское озеро-море	—	Послеледниковая эпоха
Древнечерноморский бассейн	—	

Литература.

1. Ch a p u t E., Les terrasses des regions atlantiques françaises, Rapp. Comm. Terr. Plioc. et Pleist. de l'UGI, 1928.
2. D e p e r e t Ch., La classification de Quaternaire et sa correlation avec les Niveaux Prehistoriques, Compt. Rend. soc. geol. de France, 1921.
3. D e p e r e t Ch., Essai de classification générale des temps quaternaires, Congrès géologique Inter., Comptes rendus de la XIII session, 3, 1922.
4. D u b o i s G., Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France, Mem. Soc. Geol. du Nord, 8, 1924.
5. H a u g E., Traité de Géologie, t. 3.
6. G i g n o u x M., Les rivages et les faunes des mers pliocènes et quaternaires dans la Méditerranée occidentale, C. R. Congrès Géologique Inter. en Belgique, 1922.
7. G o r t a n i M., Relazione sui Terrazzi fluviali e marini d' Italia, Rapp. Comm. Terr. Plioc. et Pleist. de l'UGI, 1928.
8. D e L a m o t t e L., Note sur les anciennes plages et Terrasses du Basin de l'Ysser, Bull. Soc. Géol. de France, 1899, 3.
9. D e L a m o t t e L., Note sur les relations stratigraphiques, qui paraissent exister entre les anciennes lignes de rivage de la côte algérienne et celles signalées sur la côte niçoise, Eull. Soc. Géolog. de France, 4, 1904.
10. N e g r i s Ph., Les terrasses marines de la Grèce, Rapp. Comm. Terr. Plioc. et Pleist. de l'UGI, 1928.

Кроме того, из литературы к гл. 1, № 9; к гл. 2, № 1.

1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ.

Несмотря на большую многосторонность тех изменений, которые произошли на поверхности Земли в четвертичном периоде и наиболее ярким проявлением которых было древнее оледенение, можно уловить некоторые общие для всей земной поверхности черты этих изменений.

Эти черты нами отмечались на всем протяжении курса. Перечислим главные из них.

1. Физико-географические изменения четвертичного периода захватили всю земную поверхность. Так, увеличение размеров ледников произошло в обоих полушариях и на экваторе — в горах и на равнинах. Уровень океана и морей подвергался значительным колебаниям. Движения суши—эпейрогенического или орогенического характера—имели место на всех материках или их частях.

Изменение климатических условий проявлялось повсеместно.

Указанная особенность — *повсеместность физико-географических изменений* — характерна для четвертичного периода.

2. Физико-географическое своеобразие отдельных областей в течение ледникового периода не сгладилось, а напротив, — усилилось: увеличился температурный градиент между экватором и высокими широтами, обострилось различие между областями с морским и континентальным климатом (Европа—Восточная Сибирь). Назовем это явление *обострением индивидуальных отличий*.

3. Климатическая индивидуальность каждой области сохранялась, испытывая лишь количественные, но не качественные изменения: западный берег Атлантического океана оставался, например, как и в настоящее время, более холодным, чем восточный (европейский берег), почему оледенение спускалось в Америке на 1200 км южнее, чем в Европе. Континентальность климатических условий Сибири, Центральной и Средней Азии сохранялась на протяжении всего четвертичного периода. Противоположные черты климата Средиземноморья резко отличали эту область от центральных районов Азиатского материка. Назовем эту особенность *сохранением индивидуальных отличий*.

4. Ледниковый период в целом, то есть совокупность ледниковых и межледниковых эпох, поскольку он был связан с общеклиматическими изменениями, охватил более или менее одновременно всю поверхность Земли, представляя в общем *синхронное* явление.

Оледенение отдельных ледниковых районов начиналось и разви-

валось неодновременно (как показали примеры Северной Америки, Антарктики, Гренландии, Европы и Восточной Сибири) или метакронно, на равнинах с различным — антициклональным и циклональным — режимом. Климатическая обстановка, положившая начало оледенению, начала постепенно складываться в плиоцене. Оледенение гор началось ранее, чем оледенение равнин, — в конце плиоцена. Назовем эти закономерности *синхронностью ледникового периода и метакронностью ледниковых эпох*.

5. *Ледниковые эпохи были повторны* — и в горах, и на равнинах. Так же повторны были изменения климатических условий, процессы аккумуляции отложений и фазы размыва. Наконец, и колебания уровней водных бассейнов были многократны.

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА НА ТЕРРИТОРИИ СССР.

1. Территория СССР характеризовалась в ледниковые эпохи меньшим, чем сейчас, разнообразием физико-географических условий. Резко сказывался на уменьшении размера и на типе древних оледенений рост континентальности по мере продвижения с запада на восток, от Европейского к Сибирскому ледниковому покрову и в особенности к Восточной Сибири, где покровное оледенение отсутствовало.

2. Изменения физико-географического режима в ледниковые эпохи имели наибольшую амплитуду в Европейской части СССР; на внеледниковых равнинах Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии и в Восточной Сибири общая географическая обстановка была более или менее стабильной. События, здесь разворачивавшиеся, в основном представляли дальнейшую эволюцию событий плиоцена, и только на западе СССР в ледниковом периоде имели место крупные географические перемены.

3. Фазы наибольшего развития льдов на равнинах СССР не были одновременны для различных его частей, находившихся в резко различных климатических условиях (морских и континентальных). В тесной связи с этим и в силу тех же причин другие события во внеледниковых и ледниковых областях не имели параллельного развития; напротив, они иногда даже имели противоположное течение. Так, например, общее повышение температуры в послеледниковое время проявилось на севере в создании атлантического климатического режима, на юге — ксеротермического.

4. Мощность Европейского ледникового покрова была настолько значительной, что маскировала даже основные черты рельефа северо-запада Евразии. На окраине в ледниковой области возможно было существование участков, не покрывшихся льдом (центральная часть Кольского полуострова, Лофотенские острова), служивших убежищем для флоры и фауны.

Формы рельефа, оставленные льдом, отмечают две основные фазы развития ледникового покрова: начальную — *активную* (формы ледниковой эрозии и напора) и конечную — *пассивную* (холмисто-моренный и камовый ландшафт). Относительное значение второй по сравнению с первой возрастает при движении от центральной к

краевой и от западной к восточной части области последнего оледенения, что отражает ухудшение условий питания и движения ледникового покрова в том же направлении. Конечной стадией таяния ледникового покрова являлось образование больших участков *мертвого* (то есть лишнего движения) льда. Это создавало крайне пеструю мозаику участков льда и участков, лишнего льда, между ними.

В Западной Сибири был развит *Сибирский ледниковый покров*, сравнительно небольшой мощности и потому не затемнявший основных неровностей рельефа окраины Западно-Сибирской равнины. Малая мощность покрова, его сравнительно небольшая площадь (в 1½ раза меньше Европейского щита) и высокое широтное положение (на 1200 км севернее Европейского щита) — результат климатической дифференцировки, подобной современной, большей континентальности климата Западной Сибири по сравнению с Европой. Север Западно-Сибирской низменности (Ямал, Гыдан), весьма возможно, не имел покровного оледенения.

5. В Восточной Сибири было только горное, пригорное и местное покровное оледенение. Низины, как то: Якутско-Вилюйская, Индигирская, Колымская, Анадырская, Пенжинская и большая часть Средне-Сибирской столовой страны (кроме Норильских гор) — не покрывались льдом. Об этом свидетельствует отсутствие морены, наличие реликтовой мерзлоты, характер ископаемой фауны, наличие растительных реликтов. Ископаемый лед является образованием разнородным (небольшие скопления снежных масс, линзы озерного льда, наледи), реликтовым и образовавшимся в условиях исключительной континентальности климата в ледниковый период.

Отсутствие покровного оледенения является результатом усиления климатических условий, господствующих и в настоящее время в Средней и Восточной Сибири, — резкой континентальности климата и в особенности сочетания таких климатических факторов, как крайняя бедность снежными осадками и сравнительно теплое лето, в высшей степени неблагоприятствующих оледенению.

6. В плиоцене оледенение на равнинах отсутствовало. Оледенение началось в четвертичное время. Ледниковый период поддается расчленению главным образом для Европейского, в значительно меньшей мере — для Сибирского ледникового покрова и пока не поддается удовлетворительному расчленению в Восточной Сибири. Это является результатом не только неравномерной изученности названных областей, но и уменьшения размаха колебаний физико-географических условий с удалением от западной части Евразии (морской климат) к восточной ее части (континентальный климат).

Одновременность развития ледниковых явлений в противоположных частях Евразии не является доказанной. Теоретически вероятнее разновременное развитие ледниковых явлений в Европейской части Союза и в Восточной Сибири. Усиление континентальности климата, падающее на время оледенения Европы, должно было вызвать не увеличение оледенения Восточной Сибири, а скорее его сокращение. Западная Сибирь заняла и в этом смысле промежуточное положение.

Европейский ледниковый покров имел три эпохи оледенения: *Лихвинскую* (наиболее ранний), *Днепровскую* (с поздней стадией ее —

Московской) и *Валдайскую* (с 3—4 стадиями). Межледниковые эпохи характеризовались теплым и мягким климатом и ослаблением физико-географических контрастов отдельных областей. В Западной Сибири (с прилегающими районами) было два оледенения; из них только первое носило типичный покровный характер.

7. Характер древнего оледенения гор зависел в основном также от усиления континентальности климата при движении к востоку (Кавказ — Памир — Тянь-Шань и Алтай — Саяны). Интенсивность оледенения убывала к востоку. Основной характер оледенения на Кавказе и Алтае (?) — сетчатое оледенение и небольшие ледники подножия; Тянь-Шань, Памир, Саяны — большие долинны ледники (на поверхности нагорий — в сыртах и т. д. фьельдовые покровы фирна), Кузнецкий Ала-Тау — каровые и висячие ледники.

Древнее оледенение гор вызвано было непосредственно следующими причинами: 1) смещением к югу путей циклонов (на широте Средиземное море — Кавказ — Тянь-Шань); 2) усилением (вместе с общим усилением атмосферной циркуляции) западных и юго-западных ветров. Оледенение увеличилось больше на Кавказе, чем в Тянь-Шане, в связи с большей близостью первого к Атлантическому океану и понижением (во время оледенения) снеговой линии на Кавказе до уровня наибольшего количества осадков в горах. Эти условия отсутствовали в Средней Азии. Поэтому уменьшение интенсивности оледенения гор к востоку, наблюдаемое и в настоящее время, было еще резче выражено в ледниковые эпохи. Большему оледенению Алтая способствовала сильная обводненность Западно-Сибирской низменности.

Оледенение в горах началось в плиоцене, то есть раньше, чем на равнине (Кавказ — ачкагыл — апшерон, также Памир); и повторилось во второй половине четвертичного времени, то есть не было в общем синхронно оледенению равнин. В отличие от последних, в горах оледенение развивалось не только под влиянием *общих климатических* изменений, но и *тектонических* движений, вызывавших крупные преобразования рельефа. Последнее затрудняет параллелизацию отдельных ледниковых эпох (и их стадий) в горах и на равнинах и даже в отдельных частях гор. На Кавказе была одна или две плиоценовые ледниковые эпохи и две ледниковые эпохи во второй половине четвертичного периода.

8. Довольно широкое распространение во внеледниковых областях СССР имели и имеют аллювиальные равнины. Это области повышенного поверхностного обводнения и покровного накопления водно-континентальных отложений. История их развития тесно связана с формированием современной гидрографической сети СССР. В Европейской части СССР и на равнинах Средней Азии строение гидрографической сети в силу различных причин в ледниковом периоде существенно менялось.

В Европейской части СССР, в приледниковой зоне, аллювиальные равнины представлены обширными долинными зандрами типа Полесья. Южнее — обширными древними террасами-дельтами. Западно-Сибирская равнина в средней ее части представляет современную внутриматериковую аллювиальную равнину, развившуюся

еще в неогене, на первичной плоской поверхности. Сходные по условиям образования аллювиальные равнины были развиты в плиоцене и в ледниковые эпохи на равнинах Средней Азии.

Все высокогорные области СССР уже в плиоцене и позднее обладали широкими зонами предгорного накопления.

9. Внеледниковые равнины СССР, а частично и области древнего оледенения, характеризуются широким распространением лёссовых и лёссовидных отложений. Вопросы генезиса и возраста этих отложений не везде ясны. Анализ «лёссовой проблемы» с современной точки зрения заставляет безусловно разграничивать понятия «облессования» и «накопления материала», изначала лёссовидного или подвергшегося «облессованию» позднее.

«Облессование» представляет собой элювиальный процесс, свойственный теплым и холодным сухим континентальным странам. Лёссовидность породы не может считаться указанием на способ накопления отложения (в частности золотой). С другой стороны, однако, лёссовидность породы может служить палеогеографическим признаком, позволяющим утверждать известную стабильность аридных условий на юге внеледниковой зоны и значительное повышение степени континентальности климата в ледниковом периоде в Европейской части СССР.

Условия залегания, распространения и текстурные особенности лёссовидных отложений указывают на их весьма различное происхождение, преимущественно делювиально-аллювиальное и водно-ледниковое («покровные» отложения). Лёссовые отложения Средней Азии накоплены главным образом водным путем. Лёссы Украины в своем происхождении тесно связаны с развитием Европейского ледникового покрова; возможно, что они представляют собой в основном «покровную» фацию Днепровского оледенения.

Современная стратиграфия лёссовых отложений основывается более всего на чисто умозрительных принципах и некритически примененных, недостаточно проверенных методах (погребенные почвы). Она требует пересмотра. Необходимо также углубленное петрографическое и палеоботаническое сравнительное исследование лёссовых отложений.

10. Довольно значительные по своей амплитуде эпейрогенические опускания предгорных впадин юга СССР — Черноморской, Предкавказской и Прикаспийской, проявившиеся еще в плиоцене и позднее, обусловили весьма сложную историю внутренних озер-морей СССР. Значительные трансгрессивные и регрессивные фазы в колебании их уровня находились лишь в отдаленной (коррелятивной) связи с развитием древних ледников. Колебания солёности находились в более прямой связи. Впрочем, существующие в этом отношении представления требуют углубления и уточнения.

Схема «средиземноморских» четвертичных террас (схема де-Лямотта — Д е п е р е) не может быть применена полностью к корреляции древнетеррасовых уровней и отложений в понто-каспийской области. Причина этого заключается в преимущественной изолированности Каспийского и Черного морей от океана в течение четвертичного периода, а также вследствие местных четвертичных орогенических движений.

11. Упомянутая выше стабильность физико-географических условий во внеледниковых областях СССР не являлась абсолютной. Как в истории развития внутриматериковых аллювиальных равнин (Туран), так и в развитии долинных зандров и предгорных равнин (также в течение эрозионного процесса в возвышенных областях) проявились ритмичные изменения физико-географического режима, главным образом в сторону увеличения и уменьшения режима влажности. Эти изменения режима (плювиальные периоды), вероятно, были непосредственно связаны с изменением барического рельефа в ледниковые эпохи (в частности со смещением циклонической зоны).

III. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ.

1. **Ледниковая эпоха**¹. Ледниковый покров развит в северной и средней Европе. Мощность его настолько велика, что рельеф основания вуализуется и ледораздел господствует даже над перевалами Скандинавского хребта. Плоский ледниковый покров развит между Тиманом — Вычегдой и Новой Землей — Уралом, с возвышенностей которых он спускается. На восточном склоне Урала и Таймыре существуют небольшие ледниковые покровы или, возможно, ледники подножия. Оледенение гор северо-восточной Сибири и Камчатки, местами переходящее в предгорное. На пространстве Западной Европы — Восточная Сибирь при движении к востоку наблюдается равномерное уменьшение интенсивности оледенения. В южной части Западной Европы — усиление деятельности циклонов. Обилие осадков вместе с низкой температурой лета создают условия, благоприятствующие развитию оледенения в его наиболее мощной форме. Севернее и восточнее, над ледниковым покровом, — антициклон. При движении к востоку — нарастание континентальности климата, вызывавшее угнетение оледенения. Климат межгорных равнин Восточной Сибири континентальнее современного и в еще меньшей степени, по сравнению с современным, способствовал оледенению. Распределение растительности, близкое к современному. Процессы засоления почв. Богатая фауна: мамонт, шерстистый носорог и т. д. Мощное развитие мерзлотных процессов.

Уклон поверхности Европейского ледникового покрова крайне мал; край спускался полого и маскировался мореной.

Внеледниковая область. В более северной части (Украина — Поволжье — южная часть Западной Сибири) усиление континентальности климата; холодная малоснежная зима, сравнительно низкая температура лета. Влияние ледникового антициклона. Сухая степь. Облёссование аллювиального, флювиогляциального, делювиального наноса. Богатая фауна млекопитающих: мамонт, шерстистый носорог, мускусный бык и т. д. В более южной части — Туране — некоторое увлажнение климата под влиянием смещения путей циклонов к югу до полосы Средиземноморья — Туран. Большая обводненность равнин: Сары-Камышское озеро, сток воды по Узбою; р. Чу и р. Сары-Су впадают в Сыр-Дарью.

¹ Имеется в виду картина, типичная для последней ледниковой эпохи.

Черное море опреснено обмелением проливов и притоком речных вод — новозвксинская стадия. Каспий — обширная трансгрессия (хвалынская) вследствие тектонических причин. Сток вод через Маныч в Черное море (?).

Оледенение гор южной части СССР. Долинные ледники Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Саура, Алтай, Саян. Каровые ледники в Кузнецком Ала-Тау.

Межледниковая эпоха¹. Влажный и теплый климат в Европе. Полное растаивание ледников в северной Европе (кроме арктических островов). Сильное уменьшение ледовитости Сев. Ледовитого океана, повышение температуры Баренцова моря. Ингрессия теплых вод Баренцова моря далеко к югу по долинам Онеги, Северной Двины, Мезени, Вычегды, Печоры. Уменьшение давления в Арктике, ослабление движения арктического воздуха к югу, преобладание широтной циркуляции атмосферы над меридиональной и проникновение влияния Атлантического океана далее к востоку. Распространение широколиственных лесов с грабом и лещиной далеко к востоку и северу (до Повенца и Ваги). Ослабление континентальности климата Восточной Сибири, увеличение зимних осадков и накопление фирновых масс в понижениях.

Внеледниковая область. В северной половине — небольшое ослабление континентальности климата. Степные и лесостепные условия. В Туране — усиление сухости, пустынные условия, развевание песков и образование песчаных пустынь. Осолонение Черного моря — карангатская стадия. Небольшое сокращение площади Каспийского моря и возрастание солености.

Горные хребты Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Алтай, Саян существуют в почти современном виде. Оледенение меньше современного или отсутствует.

IV. ПРИЧИНЫ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И ОЛЕДЕНЕНИЯ.

Нам предстоит попытаться отыскать такое объяснение климатических изменений четвертичного времени, которое не противоречило бы основным чертам этих изменений, указанным в разделах I-II.

Мы касались пока причин оледенения только однажды — в связи с разбором истории оледенения Альп, когда излагали гипотезу К е п е н а — М и л а н к о в и ч а.

Теперь разберем различные гипотезы. Их можно разбить на три группы.

1. *Космические гипотезы* ищут причину климатических изменений вне границ Земли.

Н ё л ь к е (Nölke) объясняет ледниковые периоды похолоданием, связанным с прохождением Солнца сквозь туманность, поглощающую часть его лучей. Различная густота туманности в различных ее частях вызывает смену ледниковых эпох межледниковыми. И е к к е л ь (Jeskel) искал объяснение в применении гипотезы К а н т а — Л а п л а с а. Согласно этой гипотезе, планеты, последовательно отделяв-

¹ Последняя межледниковая эпоха.

шиеся от Солнца, имели вначале вид колец Сатурна, поглощавших часть солнечных лучей. Ф и л и п п и (Filippi) предполагает, что солнечные пятна имеют, наравне с одиннадцатилетним, другой длительный период изменений, вызывающий смену ледниковых и межледниковых эпох.

Космические гипотезы с полным основанием принадлежат к наименее популярным. В основе их лежат совершенно отвлеченные соображения, основанные не на известных фактах ледниковой истории Земли, а лишь на соображении логической возможности того или иного объяснения. Кроме того, гипотезы Нёльке и Иеккеля не объясняют ритмической смены ледниковых и межледниковых эпох, а вторая из них прибегает к явно устаревшим астрономическим воззрениям.

2. *Астрономические гипотезы* объясняют занимающие нас явления изменениями положения полюса или изменениями движения Земли как планеты (целого).

Гипотеза перемещения полюса предлагалась неоднократно, имела много авторов и выдвигалась в последние годы (с 1924 г.) К е п п е н о м. По взглядам последнего, полюс в начале четвертичного периода лежал у Баффиновой Земли и с тех пор передвигался. Оледенение различных стран протекало под влиянием изменения их расстояния от подвижного полюса, то есть изменения широты места. Эта гипотеза благодаря своей простоте пользуется большой известностью и тем не менее находится в полном противоречии с принципом сохранения индивидуальных отличий отдельных областей (см. выше). Из этого принципа следует, что климатические зоны оставались на своих местах, что предполагает постоянство солярного климата широт и положения полюса. Из этого принципа, например, вытекает неизменно сохранившийся контраст климата Европы и Сибири и отсутствие покровного оледенения восточной половины последней. Снеговая линия располагалась выше всего в *современных* тропиках, положение которых, следовательно, оставалось неизменным. Эта основная закономерность палеогеографии четвертичного периода заставляет отрицать сколько-нибудь существенные перемещения полюса в четвертичное время.

Гипотеза К е п п е н а — М и л а н к о в и ч а была разобрана в главе об оледенении Альп. Эта теория, как указывалось ранее (ч. III, гл. 1), исходит из комбинированного и периодического изменения наклона оси, формы орбиты, положения перигелия. Гипотеза выдвинулась в качестве одной из руководящих, благодаря подтверждению ее выводов данными геоморфологических исследований. Совпадение выводов, полученных столь различными путями, настолько точно, что *периодические изменения элементов движения Земли нужно рассматривать как вероятную причину периодичности оледенения*, хорошо объясняющую периодичность и множественность этого явления.

Однако, применяя эту теорию, забывают о крупном упрощении, введенном М и л а н к о в и ч е м, — игнорировании влияния земной атмосферы. М и л а н к о в и ч для простоты принял, что величина солнечной радиации у поверхности Земли та же, что у верхней границы атмосферы, то есть что земная атмосфера как бы отсутствует.

Его последователи забывают об этом факте. Между тем земная атмосфера не только ослабляет непосредственный эффект солнечной радиации, но и извращает его. Например, известно, что увеличение солнечной радиации должно на экваторе вызвать понижение температуры, вследствие увеличения испарения и облачности.

Второе ограничение, умаляющее значение гипотезы Кеппена — Миланковича, заключается в недостаточной силе одних только указанных факторов для образования ледниковых покровов и большого оледенения гор. Например, подсчитано, что факторы принимаемые Миланковичем, одни способны были вызвать в Альпах понижение снеговой линии всего на 450 м, вместо 1200 м, как констатировано в действительности.

Все это вместе взятое заставляет принять следующие положения:

1) ледниковый период как целое вызван был причинами, лежащими вне факторов, принимаемых теорией Кеппена — Миланковича;

2) периодичность отдельных ледниковых периодов удовлетворительно объясняется теорией Кеппена — Миланковича,

3) изменения величины солнечной радиации действовали через земную атмосферу, которая сильнейшим образом изменяла характер первоначального воздействия.

3. *Географические гипотезы.* Климатические изменения четвертичного периода пытаются еще объяснить изменениями лика Земли.

Гипотеза изменения состава атмосферы. Аррениус (Arrhenius) указал на избирательное значение углекислоты и водяных паров в тепловом режиме Земли. Углекислота и водяные пары сравнительно свободно пропускают лучи видимой части спектра (световые), направляющиеся от Солнца к поверхности Земли, но поглощают отраженные от поверхности инфракрасные (тепловые) лучи (той же избирательной способностью обладает стекло, и на этом принципе основано устройство парников). Указанное свойство атмосферы способствует сохранению тепла на поверхности Земли и тем больше, чем богаче атмосфера углекислотой и водяными парами. Важным источником их является извержения вулканов, и Аррениус предполагал, что периоды усиленной вулканической деятельности и мягкого климата (например третичный) должны совпадать.

Эта гипотеза не может объяснить множественности оледенений в четвертичное время.

Гипотеза изменения климата под влиянием изменений рельефа. В. Рамзай указал, что климат Земли должен меняться в связи с изменением рельефа. В период сильных тектонических движений и вскоре за ними на поверхности Земли возникает сильно изрезанный рельеф с большими возвышенностями; примером может служить рельеф четвертичного периода и современный, возникший после альпийской складчатости. В периоды длительного тектонического покоя рельеф выравнивается. Слой земной атмосферы (тропосферы) особенно тонок над горами, где беден углекислотой и водяными парами. Поэтому участки над вершинами гор представляют собой как бы дыры в парниковом стекле (если воспользоваться аналогией Аррениуса) — атмосфере, сквозь которые тепло уходит в ми-

ровое пространство. Земная атмосфера была уязвимее в этом смысле в периоды, когда обладала изрезанным рельефом, например в четвертичный. Такие периоды характеризуются охлаждением — *миотермным* климатом, а периоды сглаженного рельефа потеплением — *пльотермным* климатом.

Согласно взгляду, развитому Р а м з а е м, корни климатической катастрофы четвертичного периода могут быть представлены в виде следующей цепи: альпийский орогенез — образование высоких гор — охлаждение. Взгляд этот, не объясняя множественности оледенений, удовлетворительно истолковывает возникновение ледникового периода в целом и общего охлаждения, наступившего в четвертичном периоде. Он находится в соответствии и с тем основным фактом, что оледенение началось раньше в горах и позднее на равнине (горы поднялись и вызвали охлаждение).

Комбинация теорий Р а м з а я и К е п п е н а — М и л а н к о в и ч а может удовлетворительно объяснить множественность оледенений.

Гипотеза изменения морских течений. Много раз указывали, что оледенение Европы можно понять, приняв, что Гольфстрим направлялся в ином направлении, что вызвало охлаждение Европы. Причину такого охлаждения искали в поднятии барьера Томсона (Британские острова — Фаррерские острова — Исландия — Гренландия), преградившего путь Гольфстриму к северной Европе.

Этой гипотезе противоречит факт наибольшего развития оледенения вокруг северной половины Атлантического океана. Это заставляет предполагать не только низкие температуры, но и обилие осадков, чему особенно благоприятствует соприкосновение теплых вод океана с сильно охлажденной сушей, что заставляет предполагать положение Гольфстрима более или менее постоянным.

Кроме того, такое местное объяснение противоречит факту повсеместности климатических изменений.

Гипотеза критических изменений климата. Мы назовем таким образом важную концепцию Б р у к с а, состоящую в том, что весьма незначительный начальный толчок может вывести из состояния равновесия климатические условия и дать в конечном счете крупные климатические изменения. По подсчетам Б р у к с а, в известных условиях достаточно начального понижения температуры на 6°F ¹, чтобы начавшийся образовываться ледниковый покров вызвал охлаждение атмосферы, увеличивающееся по мере роста самого покрова и достигающее *конечного* эффекта в 45°F . Начальное понижение температуры у полюса на 5°F вызовет конечное охлаждение в 50°F . Таким образом, первоначальное охлаждение, связанное, например, с уменьшением солнечной радиации, может быть ничтожным и выраженным довольно равномерно в разных частях поверхности Земли. В конечном же результате получим резкое усиление охлаждения над определенными участками — ледниковыми покровами и у их окраины. Это логически правильное рассуждение имеет первостепенное значение, так как объясняет ряд основных особенностей изменения климата в четвертичное время (см. раздел I, п. 2 и 4), которые мы на-

¹ $1^{\circ} \text{F} = \frac{5}{9}^{\circ} \text{C}$.

звали обострением индивидуальных отличий (климата отдельных территорий) и метахронностью оледенений.

Первая закономерность выражается в сравнительной стабильности климатических условий всей внеледниковой области (включая низины Восточной Сибири), где первичное охлаждение не усиливалось добавочным — вторичным охлаждением.

Вторая закономерность есть результат того, что континентальность климата, усиленная вторичными воздействиями до крайности (Антарктика, Восточная Сибирь), вызывает угнетение оледенения, превращаясь в свою противоположность.

ВЫВОДЫ.

Климатические изменения четвертичного периода и древнее оледенение в особенности явились результатом комбинированного воздействия нескольких факторов, причем влияние географических факторов было причиной, а влияние астрономических факторов — главной предпосылкой повсеместности и повторности оледенения, хотя последнее преломлялось сквозь влияние географических факторов.

Наиболее вероятна следующая цепь событий:

1. Альпийский орогенез — образование высоких гор и миотермного климата — общее охлаждение поверхности Земли.

2. Изменение элементов движения Земли и понижение температуры лета, в условиях достаточного охлаждения, делают осязательнее, проявляясь в образовании ледников и чередовании ледниковых и межледниковых эпох.

3. Зародившиеся ледниковые покровы во много раз усиливают охлаждение занятых ими территорий, обостряя различие климата отдельных территорий по сравнению с климатом межледниковых эпох. Во внеледниковой области климат сравнительно стабилен, так как охлаждение зависит только от влияния первых двух факторов.

О Г Л А В Л Е Н И Е .

	<i>Стр.</i>
Предисловие	3
Сокращения, принятые в списках литературы	4
Часть I. Введение	5
Часть II. Древнее оледенение на равнинах	14
Глава 1. Вводные замечания	—
Глава 2. Европейский ледниковый покров. Район Балтийского щита	18
Глава 3. Европейский ледниковый покров (продолжение). Район, расположенный за границей Балтийского щита и внутри границы последнего оледенения	56
Глава 4. Европейский ледниковый покров (продолжение). Район, расположенный за границей последнего оледенения и внутри границы максимального оледенения	86
Глава 5. Европейский ледниковый покров (окончание). Район, расположенный вблизи границы максимального оледенения	109
Глава 6. Сибирский ледниковый покров	134
Глава 7. Средняя и Восточная Сибирь в ледниковый период	144
Глава 8. Древнее покровное оледенение за границами Советского Союза	158
Глава 9. Общие черты распространения и развития древних ледниковых покровов	165
Часть III. Древнее оледенение высокогорных районов	170
Глава 1. Альпы	—
Глава 2. Кавказ	193
Глава 3. Горы средней Азии	204
Глава 4. Горы южной Сибири	214
Глава 5. Основные причины древнего оледенения гор	219
Часть IV. Развитие рельефа внеледниковых районов и накопление континентальных четвертичных отложений	228
Глава 1. Вводные замечания	229
Глава 2. Развитие рельефа и накопление континентальных четвертичных отложений в возвышенных внеледниковых районах Европейской части СССР	239
Глава 3. Западно-Сибирская низменность как современная и древняя аллювиальная равнина	248
Глава 4. Урал и Центрально-Казахский мелкосопочник; основные моменты четвертичной истории	254
Глава 5. Развитие столово-останцового рельефа западного Казахстана	262
Глава 6. Плувиальные фазы (фазы обводнения) в четвертичной истории Туранской низменности	268
Глава 7. Дальний Восток; основные моменты четвертичной истории	277
Глава 8. Характер четвертичных оро- и эпейрогенических движений во внеледниковых районах	282
Глава 9. Проблема генезиса лёссов и лёссовидных отложений	286
Глава 10. Палеогеография внеледниковых районов в ледниковый период и послеледниковое время	304

Часть V. Четвертичная история южных внутренних морей СССР в связи с историей Средиземного моря	311
Глава 1. Восточное Средиземноморье и понто-каспийская область в плиоцене.	—
Глава 2. Четвертичная история Черного моря.	318
Глава 3. Каспийское море в четвертичный период	325
Глава 4. Маньчский пролив в четвертичный период	334
Глава 5. История Аральского моря и Узбойского пролива	336
Глава 6. Палеогеография Средиземного моря и понто-каспийской области в четвертичный период.	341
Часть VI. Заключение	

Ответственный редактор *К. А. Говоров.*
Технич. редактор *М. Г. Позднякова.*
Редактор карт *Н. С. Кузнецов.*
Художник переплета *Б. Н. Гутенког.*
Корректор *Н. М. Соломонова.*

Сдано в набор 1/XII 1938 г. Подписано
к печати 14/IV 1939 г. Тираж 20 000 экз.
Формат бумаги 60×92/16. Печатных ли-
стов 23. Учетно-авт. листов 27,73. Бумажных
листов 11,5. В 1 бум. листе 96 000 тип. зн.
Уполномоченный Главлита № А-1996.
Учпедгиз № 11441. Индекс У-3.Заказ № 5484.

1-я Образцовая тип. Огиза РСФСР треста
„Полиграфкнига“. Москва, Валовая, 28.

О П Е Ч А Т К И

Ра- вца	Строка	Напечатано	Должно быть	По чьей вине
22	20 снизу	с	к	редакции
55	1 сверху	восточном	западном	"
55	2 "	западный	восточный	"
55	3 "	восточного	западного	"
171	18 снизу	ледники	долины	"

Четвертичная геология.