

Ю.А.Лаврушин,  
А.Р.Гептнер,  
Ю.К.Голубев

# ЛЕДОВЫЙ ТИП СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА



„Наука“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕКЦИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Комиссия по изучению четвертичного периода

Ю.А.Лаврушин

А.Р.Гептнер

Ю.К.Голубев

# ЛЕДОВЫЙ ТИП СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Е.В. ШАНЦЕР



МОСКВА

“НАУКА”

1986



Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. — М.: Наука, 1986.

В монографии рассмотрены основные черты своеобразного ледового типа седименто- и литогенеза. Особое внимание удалено особенностям процессов формирования вещественного состава морен.

Табл. 6. Ил. 50. Библиогр. 170 назв.

Рецензенты: Н.И. КРИГЕР, К.В. НИКИФОРОВА

## ВВЕДЕНИЕ

Разработка различных аспектов учения о главнейших типах литогенеза является одной из важнейших задач современной литологии. В этом отношении как отечественными, так и зарубежными исследователями достигнуты большие успехи. Тем не менее познание пространственно-временных закономерностей седименто- и литогенеза в различных климатических и тектонических обстановках продолжает оставаться насущной проблемой. Особенно большой интерес представляет познание основных черт весьма своеобразного ледового типа седименто- и литогенеза, который в последние годы привлек внимание исследователей многих стран, занимающихся не только проблемами четвертичного периода, но и более древних этапов развития земной коры. Это вполне естественно, поскольку изучение важнейших типов ледниковых отложений связано не только с решением чисто литологических задач, но также с восстановлением палеогеографических обстановок, проведением геологического картирования, инженерно-геологических исследований для строительства различных сооружений, поисками полезных ископаемых и т.д. Поэтому познание закономерностей ледового типа седименто- и литогенеза имеет не только теоретическое, но и важное практическое значение.

Впервые особый ледовый тип литогенеза выделил Н.М. Страхов (1960). При этом одной из главнейших его особенностей Н.М. Страхов отметил наличие в его составе одной-единственной стадии — седиментогенеза при почти полном подавлении диагенеза как процесса физико-химического уравновешивания осадка. Подавление процессов диагенеза, по мнению Н.М. Страхова, происходит вследствие низких температур в ледниковых условиях, при которых невозможны химические и микробиологические процессы. Такой вывод Н.М. Страхова подтверждается имеющимися к тому времени результатами многочисленных работ исследователей плейстоценовых ледниковых отложений.

В начале 60-х годов представления Н.М. Страхова получили дальнейшее развитие. На основе анализа современных процессов в ледниках многие исследователи пришли к выводу, что в ледниковых условиях могут происходить некоторые химические преобразования минерального вещества. Это явилось принципиально новым выводом в деле изучения ледниковых отложений. В нашей стране одним из первых исследователей, высказавшим мнение о возможности хемогенного преобразования вещества в ледовых условиях, а следовательно, и возможности диагенетических процессов, был И.Н. Степанов (1964).

Почти одновременно аналогичные представления были высказаны рядом зарубежных исследователей (Bauer, 1961; Kers, 1964; Ford et al., 1970; и др.).

Более сложным оказалось выявление диагенетических преобразований в плейстоценовых моренах. Еще в значительной мере продолжали оказывать воздействие на исследования в этой области те традиционные представления о механизме накопления морен, которые исключали даже какое-либо допущение возможности диагенетических процессов. Поэтому весьма актуальной оказалась постановка исследований по разработке теории моренного седиментогенеза, первые результаты которых обобщены Ю.А. Лаврушиным (1976). В этой же работе, а также в ранее опубликованной статье (Лаврушин, Ренгартен, 1974) намечен принципиально новый подход к анализу процессов ледового типа седименто- и литогенеза.

Настоящая работа посвящена подведению итогов исследований, полученных в последние годы разными учеными в изучении процессов ледового типа седименто- и литогенеза. При этом большое внимание уделено карбонатным новообразованиям, сформированным в ходе подледного диагенеза, изучение которых позволяет вскрыть некоторые специфические особенности ледового типа седименто- и литогенеза. Это особенно важно, поскольку на обширных площадях платформ северного полушария карбонатный материал в моренах является породообразующим. Более того, нередко встречаются так называемые локальные морены, которые практически нацело состоят из карбонатного материала. С другой стороны, карбонаты оказываются в ледовых условиях достаточно подвижными и поэтому являются выразительным объектом для литологического исследования.

Необходимо также отметить, что изучение новообразованных карбонатов, возникающих в ходе подледного диагенеза, позволяет судить и о мобилизации силикатного материала в подледных условиях. Это основывается на том, что карбонат активно корродирует и замещает силикаты. Начальные этапы этого процесса можно наблюдать в моренном мелкоземе, где хорошо заметна коррозия обломков силикатных минералов песчаной и алевритовой размерности мелкодисперсным карбонатом. Наиболее же интенсивно замещение силикатного материала происходит в карбонатных конкреционных новообразованиях, развитых в моренах.

В настоящее время имеются лишь отрывочные данные о преобразовании силикатов в подледных условиях. С этой точки зрения большой интерес представляют данные о подледных силикатных осадках, развитых под современными ледниками (Hallet, 1975). Эти осадки были описаны на ледниковом ложе, недавно освободившемся из-под ледника и сложенном андезитами (Национальный парк "Роки Райнер", США). Они представляют собой налеты аморфного кремнезема толщиной до 1 мм, приуроченные к западинам у небольших выступов ледникового ложа.

Ю.А. Лаврушиным и Н.В. Ренгартен (1974) отмечалось преобразование силикатов при формировании основных морен, сопровождающееся явлениями новообразования в подледниковых условиях. Это —

регенерационные каймы вокруг обломков микроклина песчаной размерности, а также аутигенные выделения окислов железа и титана при разрушении алевро-пелитовых частиц слоистых силикатов.

В последние годы появились также данные о том, что в процессе седиментогенеза на отдельных участках моренного пласта происходят структурные преобразования глинистых минералов (Лаврушин, Ципурский, Голубев, 1982). Этому важному вопросу посвящена специальная глава.

Наконец, весьма своеобразными оказались проявления ледового типа седименто- и литогенеза в областях активного современного и четвертичного вулканизма. Имевшийся в нашем распоряжении материал позволил осветить лишь одну сторону этого явления, связанную с областями базальтового и андезито-базальтового вулканизма.

В заключение нам хочется выразить свою благодарность заведующему лабораторией физических методов исследований В.А. Дрицу и заведующему химической лабораторией Д.Я. Чопорову за постоянное внимание к нашим исследованиям, своевременную обработку материала и обсуждение полученных результатов. Мы также благодарны заведующему лабораторией геохимии стабильных изотопов В.И. Виноградову за длительные обсуждения некоторых проблем, которые в конечном итоге позволили сформулировать ряд принципиально новых положений. Большую помощь в работе оказали С.И. Ципурский, Б.А. Сахаров, Б.Г. Покровский, Л.Д. Сулержицкий, которым, пользуясь случаем, мы также выражаем свою благодарность.

Необходимо отметить, что работа была выполнена при постоянном внимании к проводимым исследованиям со стороны члена-корреспондента АН СССР П.П. Тимофеева, которому мы также выражаем свою глубокую благодарность.

## Глава I

# СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЛЕДОВОМ ТИПЕ ЛИТОГЕНЕЗА

Впервые специфические черты седиментогенеза в условиях низких температур были сформулированы Н.М. Страховым (1960). Важнейшими из них являются: резкое преобладание морозного выветривания на скалах, не покрытых льдом; отрыв ледником от ложа обломков и значительная их механическая обработка в процессе ледникового транспорта, отсутствие механической сортировки и дифференциации в осадках; простота способов мобилизации осадочного материала, сводящихся подчастую к чисто механическим процессам. Н.М. Страхов отметил, "что в мерзлой по вертикали части ледовых осадков стадия диагенеза как период физико-химического уравновешивания составных частей осадка практически отсутствует; она подавлена здесь низкой температурой среды, исключающей сколько-нибудь заметное течение химических и биологических процессов" (с. 135).

В ледовом типе литогенеза развита лишь одна стадия осадочного процесса — седиментогенез при практическом подавлении диагенеза как процесса физико-химического уравновешивания компонентов осадка. Изменения, которые происходят в породе после таяния льда, связанные с проникновением кислорода воздуха и окислением всех компонентов, способных к окислению (например, минералов  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ , сульфидов, карбонатов и др.), Н.М. Страхов связывает уже с гипергенезом осадочного процесса.

Другой взгляд на процессы литогенеза ледового типа имел И.Н. Степанов (1964), который уверенно говорил о возможности проявления физико-химических процессов в ледовой обстановке. И.Н. Степанов обратил внимание на специфический состав пузырьков воздуха в толще льда, который может ускорять выветривание минеральных веществ, а также на ускоренное растворение бикарбонатов и возможность выпадения  $CaCO_3$  в условиях насыщения льда солями кальция. Особенно подчеркивалась И.Н. Степановым роль талых вод, насыщенных агрессивной углекислотой, а также содержащих перекись водорода, которая является сильнейшим окислителем.

Выводы Н.М. Страхова (1960) получили широкое распространение. Они использовались не только при анализе вещественного состава основных морен, но также и при изучении четвертичных отложений, формировавшихся в субполярной обстановке (Лаврушин, 1963, 1976; Попов, 1967). Однако полученные в последние годы новые материалы, характеризующие физико-химическую обстановку при субполярном климате и ледовом типе литогенеза, заставили усомниться в их справедливости.

С этой целью был проанализирован обширный материал по физико-химическим процессам в субполярном климате, приближающимся по многим своим показателям к ледовым условиям. Имеется много работ почвоведов, исследовавших эту проблему в тундровой зоне и на не покрытых снегом и льдом скалах Антарктиды. Главный вывод этих исследований состоит в том, что в условиях холодного климата, помимо физического разрушения пород, происходит также химическое выветривание. В.О. Таргульян (1963), изучая выветривание плагиоклазовых гранитов на о-ве Б. Ляховском (тундровая зона), установил, что на их обломках четко видны три слоя: наружный, наиболее выветрелый "рухляк" красно-буровой окраски, средний — менее выветрелый и внутренний — не выветрелый. В среднем слое была заметна меньшая прочность, наличие сети мелких трещин и изменение цвета породы со светло-серого на серый и рыжевато-буровый. На поверхности зерен присутствуют тонкие красноватые пленки и корочки окислов железа. В мелких трещинках и неровностях имеется присыпка, состоящая из мелких частиц полевых шпатов, кварца, биотита. Крупные зерна часто рассечены трещинками, что способствует увеличению удельной поверхности породы. Полевые шпаты мутнеют, становятся желтоватыми; биотит разрыхляется, мутнеет, местами поверхность его становится золотисто-рыжей с радиальными разводами. По мнению В.О. Таргульяна (1963), это связано с окислением, освобождением железа из кристаллических решеток минералов (в основном биотита). Кроме общего изменения цвета, минералы бывают покрыты корочками и пленками окислов железа, которые есть не только на биотите, но и на полевых шпатах и кварце.

На наружной части выветрелого слоя, обращенной к дневной поверхности, цвет более светлый, железистых пленок здесь меньше или они отсутствуют. В то же время нижние внутренние поверхности выветрелого слоя бывают интенсивно окрашены окислами железа. Эта дифференциация в окраске, по мнению В.О. Таргульяна, говорит о том, что железо, освобождаясь из кристаллической решетки биотита, не просто остается на месте, а на короткий промежуток переходит в подвижное состояние. Но подвижность железа очень ограничена, коагуляция его происходит быстро и, путь растворов очень мал. Причину слабой подвижности железа автор связывает с несколькими факторами: замерзанием, высыханием, химическим осаждением растворов, поверхностными сорбционными явлениями. Под железистыми пленками и корочками на "рухляке" обнаружены опаловые пленки, что связывается с возможностью растворения кремнезема первичных силикатов (биотита и полевых шпатов).

Таким образом, В.О. Таргульян (1963) пришел к выводу о возможности образования при выветривании гранитов в тундровых условиях вторичных минералов — окислов железа и кремния (опала).

Не менее интересными оказались данные М.А. Глазовской (1958) по выветриванию на гранитах, гранито-гнейсах, пегматитах и долеритах в Антарктиде, которое, по существу, происходит непосредственно в ледовом климате. Главной макроформой физического выветривания здесь являются десквамационные корки на поверхности скал. Верхняя

поверхность десквамационных корок обычно покрыта тончайшей пленочкой пустынного загара коричневого или красновато-коричневого цвета. В этих пленках накапливаются окислы железа и марганца в разных соотношениях друг с другом. В образцах, в которых процессы выветривания произвели уже достаточно заметные изменения, в шлифах было обнаружено исчезновение большинства первично окрашенных минералов: хлорита, роговой обманки. Зерна кварца, полевых шпатов, мусковита обычно покрыты пленками окислов железа. Трещинки в зернах минералов обычно заполнены желтовато-бурым глинистым веществом, произошедшим, видимо, за счет хлоритов, роговых обманок, отчасти темноцветных слюд. Кроме того, М.А. Глазовская отмечает появление на поверхности десквамационных корок и в трещинках натеков вторичного кальцита и даже мелких кристалликов вторичного эпидота, покрывающего поверхность относительно более разрушенных полевых шпатов, авгитов и роговых обманок.

В 1968 г., будучи в Гренландии, мы совместно с Е.В. Шанцером собрали образцы сиенитов для изучения процессов выветривания в зоне, непосредственно прилежащей к ледниковому щиту. Эти образцы были подвергнуты специальному изучению А.Г. Черняховским, который в выветрелых корках обнаружил интенсивное разрушение эпидотов, биотита, плагиоклазов, хлоритизированной роговой обманки. Разрушение плагиоклазов приводит к образованию белесой "сыпучки" того же состава. При разрушении эпидота и биотита образуются охристые продукты гидрогётитового состава. Результаты химического анализа выветрелой зоны обломков и незатронутой процессами выветривания части показали в первой зоне уменьшение количества железа, титана, магния. Эти элементы связаны как раз с минералами, которые разрушаются в выветрелой зоне. Слабый перенос окислов железа и марганца, образующих на скалах и гальках пленки наподобие пустынного загара, А.Г. Черняховский связывает с садкой железа, обусловленной бактериальной деятельностью. По-видимому, в отношении Южной Гренландии это положение верно. Эти пленки на гальках обесцвечивали путем кипячения в растворе соляной кислоты, а затем просмотр раствора показал присутствие в нем железобактерий.

Из приведенных данных ясно, что в условиях полярного и субполярного климата процессы химического выветривания имеют место. Правда, в этом случае не всегда бывает ясна роль биологического фактора, в особенности при анализе материалов, опубликованных М.А. Глазовской (1958), поскольку можно полагать наличие в антарктических "оазисах" относительно стерильной обстановки. Однако даже в этом последнем случае полностью исключить роль биологического фактора как катализатора процессов выветривания невозможно.

В этом отношении оказались очень интересны работы мерзлотоведов, которые позволяют совсем по-иному подойти к рассматриваемой проблеме.

Исследования И.А. Тютюнова (1960, 1965), С.Л. Шварцева (1965), М.А. Дербеневой (1965) убедительно показали, что процессы физико-химического преобразования горных пород происходят не только в условиях субполярного климата, но достаточно энергично протекают

в самой мерзлой толще, ниже уровня годовых колебаний температуры. Эти процессы осуществляются под действием тонких водных пленок, адсорбируемых поверхностями мелких обломков горных пород и минералов, которые не замерзают даже при очень низких температурах. При миграции водных пленок происходит разрушение, растворение и выщелачивание горных пород, вынос и перераспределение химических элементов по профилю, образование новых соединений и т.д. По мнению С.Л. Шварцева (1965), процессам химического выветривания в северных районах способствует кислая и слабо кислая среда в зоне гипергенеза и повышенное содержание углекислоты и кислорода в водах, обусловленное повышенной растворимостью этих газов при низких температурах. И.А. Тютюнов (1960) при анализе рядов геохимической подвижности отметил высокую подвижность хрома, ванадия и титана, которые в обычных условиях слабо подвижны. Это также указывает на особые условия процессов криогенеза. Примеры активно происходящих физико-химических процессов в толще мерзлых пород на участках зон сульфидной минерализации были описаны С.Л. Шварцевым (1965). В этих случаях в мерзлых породах идет интенсивное окисление сульфидных руд, сопровождающееся иногда четко выраженной зональностью: первичные сульфидные руды ↔ зона сульфатной стадии ↔ карбонатная стадия ↔ стадия окислов зоны окисления. В целом процессы окисления сульфидных руд в мерзлых породах приводят к накоплению малоустойчивых в обычных условиях минералов, например сульфатов (гипс), что связано с затрудненным водообменом в толще мерзлых пород (Шварцев, 1965; Шварцев, Лукин, 1965). Очень интересны оказались также эксперименты М.М. Дербеневой (1965), которая на основании работ по выяснению роли тонких пленок в процессах физико-химического преобразования мерзлых пород, установила, что в них происходит миграция пленочной воды, которая сопровождается миграцией Na, Ca, Mg. Однако направление миграции элементов оказалось не всегда совпадающим с направлением движения пленок. Так, например, калий мигрирует в обратном направлении. Та же тенденция в направлении миграции намечается у железа. По мнению М.М. Дербеневой, миграция K обусловлена его градиентом концентрации, а железа — средой: от более кислых условий среды к менее кислым, в которых Fe становится неподвижным.

В целом эксперименты М.М. Дербеневой показали, что в мерзлых породах наиболее отчетливо выражена миграция Na, K, несколько слабее Ca, Mg, Fe и не мигрируют Mn, Al, Ti и кремнезем. Конечно, данных по проявлениям физико-химических процессов в субполярном климате и в мерзлых породах еще сравнительно немного, тем не менее вывод о возможности их проявления, а главное, о влиянии их на изменение вещественного состава пород представляется нам достаточно убедительным.

Теперь обратимся непосредственно к интересующему нас объекту — ледникам и основным моренам. В ледниках и ледниковых покровах существует окислительная обстановка благодаря присутствию свободного кислорода в пузырьках воздуха, имеющихся в толще льда. Как показали исследования гляциологов, по химическому составу

газообразные включения в ледниковом льде не отличаются от атмосферного воздуха, но количественное соотношение в них газов неодинаково и имеет достаточно широкий диапазон колебаний в зависимости от степени его метаморфизма. Достаточно выразительным примером в этом отношении является содержание кислорода в пузырьках воздуха в толще ледника Стобрин (Норвегия). Здесь оказалось, что в верхней части толщи льда содержание кислорода примерно соответствует атмосферному (19,5—21,9%), в то же время в нижних слоях всего лишь 5—12%. Во льду айсберга вблизи Гренландии кислорода оказалось 16,8% (Савельев, 1971). Это связано с тем, что при частичном таянии в ходе пластического течения в образующейся воде растворяются газы, имевшиеся в пузырьках воздуха. При последующем замерзании воды после спада напряжений в толще льда растворенные в ней газы выделяются из раствора, и состав воздуха во вновь возникших пузырьках будет зависеть от различий в растворимости составляющих его газов. Поскольку при 0°C растворимость кислорода в пресной воде 48,9 мл/л, азота 23,5 мл/л, углекислого газа 1710 мл/л, то, вполне естественно, происходит обогащение воздуха в пузырьках прежде всего углекислым газом и в меньшей степени кислородом. В том же леднике Стобрин содержание углекислого газа в нижней части толщи льда оказалось равным 0,29%, что почти в 10 раз больше содержания его в атмосфере.

В ледниках и ледниковых покровах отмечена кислая, слабо кислая, нейтральная и слабощелочная среда. Так, ледники Средней Азии и Кавказа имеют преимущественно нейтральную или слабощелочную реакцию (рН 6,6—7,4), лед Гренландии — кислую (рН 6,6—4,9), лед ледникового покрова о. Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген — слабокислую (рН 5,5—6,7) (Степанов, 1964; Gorham, 1958). На характер среды в толще льда оказывают существенное влияние приносимые воздушными течениями различные примеси, увеличивающие в конечном итоге химическую активность периодически образующейся в толще льда воды. Например, установлено, что ионный состав льда в Антарктиде является типично морским за счет приноса воздушными течениями соответствующих примесей с океана (Савельев, 1971). Исследование ионного состава льда до глубины 100 м на Земле Адели показало, что основными ионами в нем в порядке распространения являются  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ . На глубине 100 м преобладающими становятся ионы  $\text{SO}_4^{2-}$  (0,24 мг/л). Замерзание воды при больших концентрациях солей может сопровождаться выпадением их из раствора в виде кристаллов (Савельев, 1971).

Аналогичный морской ионный состав имеет лед Гренландии и о. Северо-Восточная Земля (Gorham, 1958). По-видимому, лед плейстоценового Скандинавского ледникового покрова, испытавшего на себе большое влияние морских воздушных масс, также имел близкий состав.

Кроме того, на химический состав интересующего нас морено-содержащего льда оказывали влияние ассимилируемые ледником осадки. В этом отношении весьма интересные результаты были получены А.Н. Симоновым (1973), который при анализе засоленности морен Печорской низменности выявил в качестве одной из причин

суммарное влияние на нее ионно-солевых комплексов ассилируемых ледником пород ложа. Эти данные были подкреплены А.Н. Симоновым экспериментальным изучением материала, отобранного из мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исллинк (Гренландия).

В процессе движения льда происходит смешивание захваченного материала и образуется осредненный региональный ионно-солевой комплекс, свойственный какой-то определенной территории (Симонов, 1973). Среда и активность физико-химических процессов в разных участках мореносодержащего льда ледникового покрова и соответственно в формирующихся моренах могут оказаться достаточно неоднородными. Она будет зависеть не только от состава льда, состава подстилающих пород, но и от дальности транспортировки льдом моренного материала и от интенсивности его перемешивания. Поэтому не только один и тот же моренный пласт на различных его участках, но даже отложения разных фаций на одних и тех же породах ложа могут оказаться неодинаковыми по своей геохимической обстановке. Более того, в ряде мест моренного пласта благодаря влиянию подстилающих пород окислительная обстановка может смениться унаследованной от них окислительно-восстановительной.

Далее, необходимо учитывать своеобразие процесса формирования основной морены, связанное с ее отложением и уплотнением под движущимся льдом. Процесс преобразования мореносодержащего льда в горную породу происходит в той же физико-химической обстановке, в которой идет транспортировка моренного материала. Это чрезвычайно важное обстоятельство, поскольку оно подчеркивает принципиальное отличие ледового типа литогенеза от других типов литогенеза, свойственных континентальным отложениям. Помимо уже отмеченных особенностей ледового типа литогенеза, нами было обращено внимание на некоторые важные его черты, которые помогают представить себе геохимическую обстановку подледного диагенеза основных морен. К таким чертам относится прежде всего большая роль истирания и измельчения обломков пород и минералов, что способствует резкому увеличению их удельной поверхности. Далее, в процессе транспортировки и аккумуляции материала происходит достаточно хорошее его перемешивание, что благоприятствует отсутствию существенной дифференциации материала и значительной однородности физико-химических условий в вертикальном профиле моренного пласта. Низкие температуры, существующие в основании ледовой толщи, сводят на нет микробиологические процессы и роль органо-минеральных соединений как катализатора физико-химических процессов. Для подледного диагенеза основной морены оказывается существенным также сильное динамическое воздействие движущегося ледника на откладываемый моренный материал, а также процессы частичного оттаивания, происходящие в результате режеционного трения в ходе пластического течения льда. Наконец, чрезвычайно важной особенностью подледного диагенеза является отсутствие в накоплении основной морены водной фазы, что способствует образованию в ней легкорастворимых солей, таких, как гипс.

Изучение вещественного состава основных морен показало, что

во время их формирования в подледных условиях происходило не только физическое разрушение, истирание и перемешивание материала, но и достаточно активная миграция отдельных его компонентов. Это позволяет считать, что геохимическая среда накопления основных морен не отличалась столь уже большой стерильностью, как это предполагается многими геологами. Приведенные выше материалы показывают, что среда в толще ледникового льда оказывается существенно отличной от атмосферной, и поэтому можно говорить о своеобразном подледном типе диагенеза основной морены.

Учитывая все изложенное об обстановке, в которой идет формирование основных морен, мы попытались рассмотреть некоторые черты их вещественного состава, которые возникли в стадию подледного диагенеза. В этом отношении несомненный интерес представляют аутигенные выделения кальцита, гипса, гидроокислов железа, окисных соединений титана, а также явления коррозии обломочных зерен, катаклаза и гидролиза слоистых силикатов.

Обратимся прежде всего к карбонатам, и в частности к кальциту. Основные морены характеризуются различной карбонатностью. Среднее содержание карбонатов в морене северо-запада европейской части СССР составляет 10,2%. Высокая карбонатность морен известна в Польше, ГДР, Канаде, США. В районе Углича средняя карбонатность трех морен составляет соответственно 16,5, 17,7 и 24,6% (Лаврушин, 1976). Сходная карбонатность морен характерна для морен Белоруссии (Лукашев, Астапова, 1969, 1971).

Как правило, источником карбонатонакопления в моренах служат дочетвертичные карбонатные породы, обломки которых в изобилии встречаются в них. При этом кластический карбонатный материал свойственен даже алевритовой фракции, в которой присутствуют мельчайшие кокколиты. Тем не менее именно в моренном мелкоземе алевритовой фракции рядом исследователей установлено наличие аутигенных выделений кальцита. Обычно к ним относят кристаллы кальцита с хорошо выраженной ромбоэдрической формой (Климаншкаускас, 1965; Матвеев, 1971; Лукашев, Астапова, 1969, 1971 и др.).

Образование аутигенного кальцита происходит из тонко измельченных и растворенных в воде терригенных или биогенных карбонатов. Известно, что растворимость  $\text{CaCO}_3$  в воде, содержащей  $\text{CO}_2$ , всегда значительна. При растворении  $\text{CaCO}_3$  происходит распад кальцита на ионы  $\text{Ca}$  и  $\text{CO}_3$ . Ионы  $\text{H}^+$ , присутствующие в насыщенной  $\text{CO}_2$  воде, реагируют с  $\text{CO}_3$  и образуют  $\text{HCO}_3^-$ . Затем бикарбонатный ион вместе с другими бикарбонатными ионами связываются с  $\text{Ca}$  в новое равновесие и средняя углекальциевая соль переходит в бикарбонат кальция (Страхов, 1951).

По мере насыщения воды углекальциевой солью и замерзанием ее после распада напряжений в толще льда часть  $\text{CaCO}_3$  может высадиться хемогенно. О существовании подобного процесса в толще льда убедительно свидетельствуют данные, полученные нами в Гренландии. Ранее уже отмечалось, что на валунах, извлеченных из толщи мореносодержащего льда, имеются пояски мелкоземистого материала, среди которого значительную роль играет хемогенный кальцит.

Аналогичного типа хемогенный кальцит был встречен на валунах в моренах района Углича. Но особенно много хемогенного кальцита было обнаружено нами в тех же моренах на плоскостях плитчатой текстуры, образующего тонкий налет светло-серого, иногда кремового цвета, толщина которого несколько варьирует, маскируя небольшие неровности поверхности, и в среднем не превышает десятков долей миллиметра. Микроскопическое исследование показало, что белесый налет состоит из мелких (до 0,01 мм) зерен кальцита округлой и ромбoidalной формы. Кроме кальцита, в налете в виде примеси имеются обломочные зерна кварца, полевых шпатов, роговые обманки, мусковит, биотит, дистен, гранат, доломит, пироксены, эпидот и рудные. Как правило, по размеру обломочные зерна в своей массе больше кристаллов кальцита. В нерастворимом остатке обнаруживается также примесь мелких чешуек глинистых минералов, среди которых, по данным рентгеноструктурного анализа, имеются смешано-слойные образования типа гидрослюды—монтмориллонит, а также встречается кальцит.

Н.В. Ренгартен, изучавшая шлифы из морен района Углича обнаружила, что аутигенные выделения тонкозернистого кальцита образуют тонкие пленки (налеты) на поверхности некоторых обломков пород и крупных зерен кварца, иногда они дают бесформенные сгустки и линзовидные скопления, вытянутые в направлении движения ледника (Лаврушин, Ренгартен, 1974).

Таким образом, аутигенные выделения кальцита прослеживаются нами, по существу, в виде непрерывного ряда от "живого" ледника до отложенной морены. Это позволяет говорить об образовании их в условиях подледного преобразования мореносодержащего льда в основную морену. Хотелось бы обратить внимание на еще одну форму выделения аутигенного кальцита. Исследование нижней морены в районе Углича показало, что в местах крупных гляциодиапиров, образованных кварцевыми песками мелового возраста (разрез Федюкино), на контакте морены с песками можно видеть почти сливной известковистый песчаник. Толщина плит песчаника может достигать 0,5 м. Имеются эти плиты только внутри гляциодиапиров, как бы подчеркивая их. Химический анализ этих песчаников показал, что содержание в них  $\text{CaCO}_3$  достигает 28,6%; в небольшом количестве имеется  $\text{MgCO}_3$ . Макроскопически в корках можно видеть окислы железа. Изучение этих песчаников в шлифах, проведенное Н.В. Ренгартен и А.Т. Анинаровой, показало, что аутигенный кальцит выполняет все поры между песчаными зернами и цементирует песок, превращая его в известковистый песчаник. Более того, иногда можно видеть даже две генерации аутигенного кальцита (тонкозернистый и более крупный).

Наличие на контакте между песками и валунными суглинками выделений аутигенного кальцита в пределах гляциодиапиров указывает на то, что существовал непрерывный ток вещества из морены в пески. Поскольку эти гляциодиапиры явно образовались уже в то время, когда морена  $M_3$  прекратила движение, можно думать, что образование аутигенного кальцита продолжало происходить и на

конечных этапах образования морены. В целом процесс образования аутигенного кальцита связан с дегазацией мореносодержащего льда.

Теперь очень кратко остановимся на аутигенных образованиях сернокислого кальция. Наличие аутигенного гипса в моренах представляет большой интерес по крайней мере с двух точек зрения. Прежде всего потому, что новообразования гипса оказываются свойственны не только аридной зоне, но их образование возможно и при ледовом типе литогенеза. Во-вторых, наличие гипса, являющегося сравнительно легкорастворимым образованием, указывает на то, что в процессе образования морены иногда возникали условия затрудненной миграции талых (реже ляционных) вод. В шлифах гипс представлен хорошо образованными моноклинными кристаллами и их агрегатами (Лаврушин, 1976). Кристаллы обычно прозрачные, чистые, но изредка в них есть включения посторонних алевритовых частиц и моренного глинистого материала. Особенно характерно расположение последнего по стыкам кристаллов в агрегатах. Значительный интерес представляют также притыкания аутигенного гипса к краям серицитизированных зерен плауиклаза.

Хорошая огранка кристаллов гипса, включение в некоторых из них глинистого моренного материала, несомненно, указывают на то, что образование гипса происходило на ранних этапах подледного диагенеза основной морены. Выделение аутигенного гипса было обнаружено только в средней морене, которая сформирована в основном за счет юрских отложений. Гипс, отобранный из морены, и гипс из юрских отложений отличаются также по кривым термовысвечивания (ТВ). По данным В.Н. Щелкопляса, кривая ТВ гипса из морены отличается сравнительно четким типом при 240°C и слабо выраженным типом при 290—300°C. Высокотемпературный пик затянут. Гипс из юры имеет иную кривую термовысвечивания. Для нее характерен пик при 350°C, а пик 250°C слабо выражен. Образование гипса в основной морене можно связывать только с процессами таяния льда и замерзания образовавшейся воды в процессе пластического течения льда. При этом замерзание воды влекло за собой повышение концентрации раствора и выпадение из него солей сернокислого кальцита.

Наличие гипса в моренах было описано в районе Гран-Ривер (США) Ситлером (Sitler, 1963). Однако здесь появление гипса связывалось с гипергенными процессами, в частности с выветриванием пирита и миграцией растворов сульфатов. Наличие в морене сульфатных растворов способствует иногда образованию кристаллов селенита, окружающих зерна пирита (Sitler, 1963). Аналогичное гипергенное выветривание сульфидных конкреций в моренах низовий Печоры с выделением аутигенного гипса было описано А.Н. Симоновым (1973).

Физико-химическая обстановка подледного диагенеза основной морены оказывается благоприятной также для миграции железа и концентрации гидроокислов железа в виде очень тонких пленок по замкнутым трещинкам и плоскостям скольжения, на поверхностях валунов, а также в гнездах под ними, выстланных моренным мелкоземом. Изучение шлифов, проведенное Н.В. Ренгартен, показало, что гидроокислы железа образуют нередко пленки вокруг глинистых

частиц и их мельчайших агрегатов и дают сгустки на месте полностью окисленных точечных зернышек сидерита и глауконита. Иногда бурые окислы железа в этом случае выходят за пределы зернышек, образуя вокруг них ореолы.

Несомненно, часть гидроокислов железа попадает в морену при ассимиляции ледником пород ложа. Однако есть основания думать, что в процессе транспортировки материала в толще льда, в которой присутствует свободный кислород и содержится много  $\text{CO}_2$ , происходит образование подвижных растворимых форм железа, способных мигрировать на незначительное расстояние. Некоторым основанием для этого могут служить отмеченные выше аутигенные выделения гидроокислов железа. Кроме того, подтверждением этого же положения служат в какой-то степени данные А.Г. Коссовской, изучавшей собранный нами материал в Гренландии. Изучению был подвергнут мелкозем из мореносодержащего льда ледника Фредериксхоб-Исблинк, ледниковая "мука" из русел ледниковых ручьев, алеврит с поверхности зандровых конусов, небольших спущенных приледниковых озерных водоемов, а также из зоны осушки морского побережья шхерного типа. Кроме того, исследовались широко распространенные в данном районе докембрийские гнейсы, мелкозем из высохшей лужи на поверхности древнего бараньего лба, а также мелкозем из отложенной основной морены.

Рентгеноструктурными исследованиями наметилась тенденция постепенной переработки триоктаэдрической слюды — биотита, содержащегося в изобилии в гнейсах, в диоктаэдрический смешанослойный слюристый минерал типа гидрослюды в ледниковых, флювиогляциальных, озерных и прибрежно-морских осадках. Возможность образования диоктаэдрических слюд в диагенезе в качестве одного из продуктов преобразования триоктаэдрических слюд отмечается А.Г. Коссовской (1966). В частности, рассматривая преобразования биотита, она подчеркивает его крайне низкую устойчивость и окисление  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрических слоях уже на ранних стадиях изменения минерала. В связи с этим в качестве предположения можно высказать соображение о том, что в толще движущегося мореносодержащего льда может идти процесс преобразования триоктаэдрических слюд в диоктаэдрические с выделением  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ . В этом случае окисление  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$  может служить одним из факторов, создающих бурый пигмент основных морен. Это не противоречит высказанным ранее соображениям о влиянии ассимилируемых ледником пород на цвет морены. Особенно оно велико в том случае, когда захваченные ледником породы ложа испытывают сравнительно недалекую транспортировку. Такую картину часто можно наблюдать в моренах, лежащих на рыхлых или полусвязных породах. По-видимому, при движении по ним нижние слои мореносодержащего льда на сравнительно коротком расстоянии достигали значительной насыщенности и выпадали из общего поступательного движения ледника, только частично подвергнувшись процессам подледного диагенеза. Нам кажется, что именно этим можно объяснить, с одной стороны, свойственные обычно моренам буроватые оттенки, а с другой — различия в их цвете.

Следует заметить, что вообще содержание  $\text{Fe}_{\text{вал.}}$  в моренах в целом близко к кларковому. Так, например, в моренах района Углича оно колеблется в пределах от 2,35 до 3,75%. При этом содержание  $\text{Fe}^{2+}_{\text{раств.}}$  и  $\text{Fe}^{3+}_{\text{раств.}}$  оказывается довольно значительным и достигает 40—50% от общего содержания  $\text{Fe}_{\text{вал.}}$ . Наличие достаточно большого содержания растворимых форм железа указывает на потенциальную возможность их миграции в условиях подледного диагенеза.

Изложенные положения позволили прийти к важному выводу, что широко распространенное представление об отсутствии химического преобразования осадков, образующихся в обстановке ледового литогенеза, требует весьма существенного пересмотра. Подледный диагенез не ограничивается только механическим уплотнением формирующейся морены, но включает в себя и достаточно выразительные минеральные преобразования, совершающиеся уже в ходе движения преобразующегося в морену мореносодержащего льда. Тем самым еще резче выявляется невозможность четкого различия в этом процессе не только стадий транспорта и осадконакопления, но и раннего диагенеза в прямом смысле этого слова.

В заключение необходимо остановиться на терминологических вопросах. Приведенные материалы показывают большую специфику процесса подледного диагенеза. Очевидно, это понятие не является адекватным общепринятым термину „диагенез“. Сознавая этот момент, мы сопроводили описанное явление прилагательным „подледний“. Необходимо отметить, что подобный терминологический подход в отечественной литературе уже неоднократно использовался, поскольку существуют термины „экзодиагенез“, „субаэральный диагенез“ и т.д. Как установлено в последние годы, преобразования вещества достаточно широко происходят также в зонах гляциодислокаций, т.е. в породах ледникового ложа, деформированных ледниками покровами. Для этих явлений был нами введен термин „гляциокатагенез“.

В настоящей работе мы сосредоточим главное внимание на новых материалах, которые появились в последние годы, расширяющих наши представления о подледном диагенезе и гляциокатагенезе. Но вначале необходимо кратко остановиться на особенностях строения, формирования и вещественного состава морен. Так как сравнительно недавно значительная часть этих вопросов была достаточно подробно разобрана (Лаврушин, 1976, 1980), мы остановимся здесь лишь на тех моментах, которые необходимы для понимания сути рассматриваемых проблем.

## Глава II

# МОБИЛИЗАЦИЯ ДВИЖУЩИМСЯ ЛЬДОМ МАТЕРИАЛА ПОРОД ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МОРЕН

Вопросы мобилизации движущимся льдом ледников или ледниковых покровов материала пород ледникового ложа и модель формирования морен были сравнительно недавно рассмотрены в ряде публикаций (Евтеев, 1964, 1965а; Лаврушин, 1976, 1980). Это существенно облегчает нашу задачу и позволяет остановиться, с одной стороны, лишь на наиболее важных принципиальных вопросах, необходимых для понимания изложенного ниже материала, а с другой осветить новые моменты, которые были получены в последние годы.

Естественно, что понять закономерности мобилизации пород ледникового ложа движущимся льдом ледников или ледниковых покровов, выявить закономерности строения и формирования основных и конечных морен можно только на основе исследования мореносодержащего льда и ясного представления о законах движения льда (Шумский, 1954, 1955).

Процесс формирования мореносодержащего льда определяется прежде всего динамическим взаимодействием ледника с ложем. Анализ данных по строению мореносодержащего льда областей современного оледенения и основных морен плейстоценового возраста показал, что это взаимодействие проявляется в существенно различных формах на прочном скальном ложе и на ложе, сложенном рыхлыми или слабо сцепленными породами. В первом случае роль самого ложа относительно пассивна и процесс сводится в основном к формированию обломочного материала как результата экзарации в классическом ее понимании. Во втором случае сами рыхлые или слабо сцепленные породы ложа являются источником готового обломочного материала. Кроме того, они активно реагируют на давление движущегося ледника пластическими деформациями, внедряясь в имеющиеся в толще льда полости и ослабленные зоны, так что их собственная роль в формировании мореносодержащего льда оказывается порой весьма значительной. Главным содержанием процесса взаимодействия ледника и ложа становится поэтому не столько образование новых продуктов разрушения подстилающих пород, сколько прямая ассимиляция пород ложа движущимся льдом.

## ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ЛЕДНИКОВОЙ ЭКЗАРАЦИИ СКАЛЬНОГО ЛОЖА

Следы ледниковой экзарации<sup>1</sup> описаны в обширной геоморфологической и геологической литературе. Мы остановимся только на краткой характеристике экзарации как поставщика обломочного материала. Многочисленные проявления экзарации обычно объединяют в два основных типа: отщепление движущимся льдом отдельных обломков

<sup>1</sup> В зарубежной гляциологической литературе чаще используется термин ледниковая эрозия, тогда как у нас больше привыкся термин „экзарация“.

или глыб породы и ледниковое истирание или абразия (Birot, 1968). Эти два процесса действуют одновременно, и только их относительная роль меняется в зависимости от типа движения льда в леднике и от рельефа ледникового ложа.

Процесс ледникового истирания в основном обусловлен тем, что обломочные частицы, включенные в основание движущегося ледника, воздействуют на ложе как абразивный материал, стачивая его. В зависимости от величины обломков на ложе могут появиться штриховка, борозды или полировка.

Проявление истирания предполагает уже наличие некоторого минимума захваченного обломочного материала, поскольку чистый лед, обладая малой твердостью, может производить лишь тонкую полировку поверхности скальных пород. По той же причине происхождение первоначально необходимого минимума обломочных частиц также нельзя объяснить только деятельностью чистого льда. Очевидно, немалую роль в этом отношении играет выветривание, происходившее до возникновения ледника. Вполне вероятно также, что большее или меньшее значение может иметь частичное плавление придонных слоев льда под воздействием теплоты трения, высвобождающейся при их скольжении по ложу. Образующаяся при этом режеационная вода в виде тончайших пленок может проникать в сеть трещинок в породах ледникового ложа и способствовать их дезинтеграции на мельчайшие частицы, легко захватываемые льдом (Мушкетов, 1905).

Механизм отщепления движущимся льдом отдельных блоков породы во всех своих деталях до сих пор остается недостаточно ясным. Как отмечает Р.Флинт (1963), по этой проблеме существует три различных взгляда. Сторонники первого из них считают, что процесс отщепления определяется в основном сцеплением льда с поверхностью подстилающих пород и большим трением движущегося ледника о ложе, в результате которого срываются выступы последнего. Эта точка зрения в настоящее время никем не поддерживается. Другие исследователи отводят основную роль процессам выветривания, которые происходили и происходят под ледниками. В частности, Р.В. Беннет (Bennett, 1968), проводивший изучение экзарационной деятельности в естественных ледниковых тоннелях краевой зоны ледника Эстердальсксен (один из выводных ледников ледниковой шапки Свартисен в Северной Норвегии), обнаружил увеличение количества транспортируемых обломков зимой по сравнению с летом. Этот факт он объяснил морозным выветриванием, развивающимся на дистальных сторонах ступеней ледникового ложа. Приведенные Р.В. Беннетом данные не позволяют однозначно решить проблему, поскольку характеризуют лишь условия естественных туннелей краевой части ледника, где действительно могут существовать значительные перепады температур. Это создает, по-видимому, обстановку, приближающуюся к той, в которой происходит морозное выветривание в перигляциальной зоне вблизи края наступающего ледника. Правда, широко распространено мнение о частом переходе температуры через нуль в породах ложа и во внутренних частях

ледников, а соответственно и об интенсивном проявлении там процессов морозного выветривания. Однако остается неясным, в какой мере это обосновано. Возможно, что какое-то значение в проявлении этого процесса имеет вода, возникающая в результате частичного таяния льда при трении ледника о ложе. Замерзая в трещинах коренных пород, она может способствовать уменьшению прочностных свойств ледникового ложа. Но полностью оценить масштабы ее воздействия пока невозможно. Важно подчеркнуть, что морозное выветривание может способствовать отщеплению от ложа только не особенно крупных обломков пород. Объяснить таким путем отторжение очень больших блоков значительно труднее.

Наконец, существует третья группа исследователей, которые при объяснении механизма отщепления обломков придают большое значение неравномерному давлению льда на неровности ледникового ложа. Это вызывает периодическое изменение напряжений в породе, способствующее ее растрескиванию. Особенно четко эти представления развивает В. Харлэнд (Harland, 1957), указывающий, что давление льда неравномерной мощности должно приводить к образованию в коренных породах зияющих трещин расслаивания часто путем расширения ранее существовавших сомкнутых трещин отдельности, кливажа и т.п. К аналогичному выводу пришел еще ранее У.В. Льюис (Lewis, 1954), изучавший ледниковое ложе в двух тоннелях, проложенных в 1951 г. в леднике Весьль-Скаутбрен в Норвегии. Он отметил, что лед ниже преодолеваемых им скалистых порогов неплотно прилегает к ложу. Возникающее в результате неравномерное давление способствует растрескиванию даже монолитных пород. Существование зазоров между льдом и его ложем ниже выступов последнего выявлено также на упоминавшемся выше Голубом леднике (Barglay, Chapelle, 1964) и в искусственных тоннелях на ряде других глетчеров (Калесник, 1963; Liboutry, 1958). Во всех подобных случаях речь идет, однако, о концевых частях ледников с относительно малой мощностью льда. При огромных мощностях, свойственных внутренним частям крупных ледников и ледниковых покровов, пластичность нижних горизонтов льда слишком велика, чтобы допускать возможность существования под ними незаполненных пустот даже на очень резких перегибах рельефа. Поэтому особенно важен установленный в настоящее время факт, что и при таком плотном прилегании льда к ложу наблюдается резкое возрастание напряжений у препятствий, создаваемых неровностями ложа.

При среднем напряжении скольжения у ложа, равном 1 бару, вблизи препятствий они могут достигать 50 бар (Barnes, Robin, 1966). Таким образом, из приведенных данных ясно, что выступы ледникового ложа подвержены наиболее интенсивному скальванию движущимся льдом. Заслуживают внимания также данные, указывающие, что проявления экзарации в большей мере зависят от степени трещиноватости пород, чем от их различий по прочности (Galibert, 1962).

Конечно, ход процессов экзарации непосредственно в природе удалось наблюдать немногим. Такие наблюдения касаются исключительно краевой зоны ледников и, разумеется, не могут безого-

вороночно переноситься на процессы, происходящие в их внутренних частях. Однако их большая ценность несомненна. В этом отношении обращает внимание работа П. Вейре (Veyrett, 1971), который изучал аккумулятивную и эрозионную деятельность начавших в последнее время наступать ледников Монблана. По его данным, вмерзшие в лед валуны оставляют на поверхности коренных пород, представленных кристаллическими сланцами, царапины длиной до 0,5 м, шириной до 5 мм и глубиной несколько миллиметров. Выламывание глыб со скального основания, по его мнению, производится также вмерзшими в ледник валунами, хотя бывают случаи, когда ложе настолько трещиновато, что для отторжения обломков достаточно даже давления чистого льда. Край ледника Боссон производит работу, сравнимую с действием бульдозера. Так, в августе 1969 г. за 22 дня громадные глыбы были передвинуты его наступающим фронтом на несколько десятков метров.

Гораздо более разнообразный материал для суждения о формах проявления и механизме экзарации не только в краевой, но и во внутренних частях ледников дают наблюдения над ее реликтовыми следами, хорошо сохранившимися на скальном основании после стаивания льда (Флинт, 1963; Лаврушин, 1976).

Что касается относительной роли обеих описанных форм экзарации как поставщиков материала, ассимилируемого мореносодержащим льдом, то дать их определенную оценку трудно. Отщепление блоков пород ложа, несомненно, способно давать большие объемы обломочных продуктов там, где оно активно протекает. Но проявляется оно все же в значительной степени локально. Истирание ложа является, конечно, процессом более медленным, но проходящим повсеместно и захватывающим огромные площади. Достаточно очевидно лишь то, что в его ходе образуются главным образом мелкоземистые продукты, тогда как при отщеплении блоков возникает грубощебнистый и крупновалунный материал.

#### **ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛЕДНИКА С ЛОЖЕМ, СЛОЖЕННЫМ РЫХЛЫМИ ИЛИ СЛАБО СЦЕМЕНТИРОВАННЫМИ ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ**

К сожалению, в областях современного оледенения развиты почти исключительно твердые скальные горные породы. Поэтому получить представление об особенностях взаимодействия ледника с ложем, сложенным рыхлыми или слабо сцепментированными осадочными породами, позволяют лишь наблюдения над нижними "контактами и строением плейстоценовых морен.

Необходимо сразу же отметить, что и в рассматриваемом случае роль экзарации в классическом ее понимании как поставщика моренного материала остается весьма значительной. Учитывая малую прочность и связность пород ледникового ложа, можно допустить, что общий эффект экзарационной деятельности оказывается гораздо большим, чем в случае скального ложа. На увеличении экзарации сказывается не только слабая связность пород. Если обратиться к условиям существования европейских покровов, то

становится очевидным, что на область распространения осадочных пород приходилась зона наибольшего горизонтального давления льда, стремящегося срезать неровности ледникового ложа. Следы наиболее интенсивной экзарации обычно отмечаются при этом у крупных выступов ледникового ложа, служащих препятствием для надвигающегося ледника. В этом случае создаются особенно большие напоры льда, которые способствуют отрыву крупных блоков пород ледникового ложа, образующих отторженцы.

Наиболее существенной особенностью взаимодействия ледника с ложем, сложенным рыхлыми или слабо скрепленными породами, является его активная реакция на напряжения, передаваемые из движущейся толщи льда. Это обуславливает возникновение таких форм разрушения ложа, которые не укладываются в обычное понимание экзарации. Наиболее важны в этом отношении наблюдения над нижними контактами основных морен. Эти контакты часто представляют собой целые зоны осадков довольно значительной мощности, которые были выделены под названием контактовых гляциодинамических зон, и служат одним из наиболее характерных признаков основных морен (Лаврушин, 1976).

Контактные гляциодинамические зоны позволяют понять начальные стадии вовлечения продуктов разрушения пород ложа в движение ледника. Но, строго говоря, возникающие в ходе движения льда контактно-гляциодинамические зоны отражают лишь сравнительно незначительную часть рассматриваемого процесса мобилизации материала ледниками и ледниковыми покровами. В обширных областях плейстоценовых оледенений, сложенных слабо консолидированными и рыхлыми породами, достаточно часто встречаются крупные и гигантские отторженцы, которые однозначно характеризуют интенсивность процесса вовлечения материала в толщу льда. Наконец, чрезвычайно важно обратить внимание еще на один момент. В нашей стране известным исследователем четвертичного периода Г.И. Горецким была разработана концепция о различных типах крупных гляциодепрессий. Возникновение некоторых из них было связано с нарушением существовавшего динамического равновесия в породах ложа под воздействием ледниковых покровов, что вызывало чрезвычайно активное перемещение их и соответствующее внедрение в толщу льда (Лаврушин, Чугунный, 1982). Об этом же свидетельствует анализ строения краевых морен, с которыми обычно бывают парагенетически сопряжены гляциодепрессии. Достаточно часто краевые морены оказываются сложенными почти нацело породами ледникового ложа, что позволяет говорить буквально о катастрофическом включении этих пород в состав движущегося льда. В этой связи необходимо остановиться еще на одном вопросе, важном для понимания рассматриваемой проблемы в целом. Выше мы достаточно подробно остановились на физико-химических преобразованиях материала в условиях перигляциальной обстановки. Отсюда можно было получить представление о главном типе материала, который попадает в толщу льда. В принципе это верно, но имеет свое максимальное значение лишь для районов распространения скальных

пород, где происходит замедленная и относительно минимальная асимиляция пород ледникового ложа. В рассмотренном нами случае катастрофического вовлечения пород ложа физико-химические преобразования минерального вещества, свойственные перигляциальной зоне, уже утрачивают свое значение, поскольку речь может идти о смещении чрезвычайно разнородных пород, находящихся на различных стадиях своего литогенетического развития.

Возвращаясь к процессу формирования мореносодержащего льда, следует еще раз подчеркнуть, что главную роль в этом процессе играет послойно-пластичное течение последнего. Возникающие в его ходе в придонных слоях льда поверхности среза, как правило, не являются строго параллельными ложу и чаще всего полого наклонены по отношению к нему. Многие из них начинаются у самого ложа, на некотором расстоянии даже совпадая с его поверхностью, а затем полого поднимаются, уходя косо вверх в толщу льда в направлении движения. При дифференциальном скольжении ограниченных этими поверхностями ледяных пластин захваченный у ложа обломочный материал затаекивается внутрь льда, распределяясь в нем послойно. Особенно высоко над ложем он затаекивается по тем поверхностям среза, которые начинаются от выступов ложа, закладываясь с самого начала значительно выше dna примыкающих депрессий. В случае скального ложа в толще льда таким путем поступают продукты экзарации твердых пород, образующиеся медленно и в относительно ограниченном количестве. Поэтому и насыщение мореносодержащего льда обломочным материалом не бывает очень большим. Несравненно интенсивнее происходит процесс захвата на ложе, сложенном рыхлыми и слабо сцепленными породами. Это обуславливает во много раз большую насыщенность обломочным материалом мореносодержащего льда. Но и в этом случае его распределение остается послойным.

В ходе последующего пластичного течения залечиваются старые и возникают новые большие и малые поверхности среза, образуются сопровождающие их ленты и шлиры реже ляционного льда. Это придает строению толщи мореносодержащего льда весьма характерный облик. Общие черты ее хорошо описаны С.А. Евтеевым (1965б) и Ю.А. Лаврушиным (1976). Но одно послойно-пластичное течение способно привести к формированию только относительно маломощной придонной толщи мореносодержащего льда, поскольку поверхности среза и скольжения, образующиеся у ложа, никогда не поднимаются высоко над его уровнем. Поэтому выведение материала из зоны контакта с ложем в более высокие горизонты толщи льда связано с процессами, осложняющими пластическое течение.

Одним из таких осложняющих процессов являются пластические деформации, выражающиеся в форме складчатых нарушений. Наблюдения по структуре льда в низовьях ледника Тейлор в Антарктиде подтверждают образование в основании ледяной толщи плоскостей среза и скольжения, которые на определенных стадиях развития проходят по границе с подстилающими горными породами

и вдоль которых при движении ледника захватывается обломочный материал, образующий моренные прослои во льду (Warren, Philipp, 1961). В то же время горизонтальные напряжения в толще льда приводят к образованию складок волочения, осевые плоскости которых постепенно мигрируют, стремясь занять положение, соответствующее разности скоростей течения верхних и нижних слоев ледника. Таким образом, в данном случае наблюдается как непосредственный захват продуктов разрушения пород ложа, так и вывод моренного материала из зоны непосредственного контакта с ложем в вышележащие горизонты ледяной толщи при складчатых деформациях. Описанные деформации имеют относительно небольшие размеры. Наряду с подобными складками волочения в ледниках известны гораздо более крупные складки сжатия, при образовании которых в замках антиклиналей слои мореносодержащего льда могут подниматься на десятки метров над поверхностью ложа.

Другим процессом, приводящим нередко к подъему обломочного материала высоко над ложем ледника, является движение блоков и пластин льда по надвиговым поверхностям внутренних сколов. Там, где при этом образуются более или менее сложные системы чешуйчатых надвигов, мореносодержащие горизонты льда могут оказаться многократно повторяющимся в разрезе, тем самым резко увеличивая общую мощность насыщенной обломочным материалом толщи. Если ложе сложено рыхлыми и слабо сцепленными породами, они часто затягиваются по надвигам в виде целых, более или менее мощных и в той или иной степени деформированных пластин.

Среди плейстоценовых морен явление захвата подстилающих мезозойских толщ по плоскостям надвигов было впервые описано Рихтером (Richter, 1933). Большое значение подобных процессов признается многими исследователями (Евтеев, 1965а; Harrison, 1957; Swinzon, 1962; и др.). Часто ему отдается предпочтение как главному или даже единственному поставщику обломочного материала для образования основных морен.

Четвертый способ выведения материала из зоны контакта ледника с ложем связан с образованием описываемых далее гляциодиапиров и гляциодаек. Правда, он не имеет вполне самостоятельного значения, но играет все-таки достаточно существенную роль. В частности, срезанные в ходе последующего пластического течения "головы" диапиров дают начало различным по рамерам отторженцам рыхлых пород, постепенно растаскивающимся послойным движением льда в достаточно высоко расположенных над ложем частях его толщи.

#### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ МОРЕНОСОДЕРЖАЩЕГО ЛЬДА В ЛЕДНИКАХ

Из общих закономерностей пространственного распределения мощностей мореносодержащего льда в теле ледников и ледниковых щитов наиболее важными являются следующие:

1) мощность мореносодержащего льда и степень насыщенности его грубообломочным и мелкоземистым материалом зависит от

прочности пород, слагающих ледниковое ложе (Лаврушин, 1976); 2) мощность мореносодержащего льда несколько увеличивается в западинах рельефа ледникового ложа и уменьшается на поднятиях. Это явление связано с изменениями скорости движения придонных слоев льда, контролируемой рельефом ложа. В результате на высступах ложа в большей степени происходит экзарация, а в западинах вследствие уменьшения скоростей течения идет частичное накопление донно-моренного материала; 3) мощность мореносодержащего льда связана с неоднородной структурой ледниковых щитов и существованием в них системы внутренних потоков льда, обладающих наибольшими скоростями движения и производящими наиболее интенсивную экзарационную деятельность. Это явление описано С.А. Евтеевым (1964) для ледникового щита Восточной Антарктиды, где средняя мощность мореносодержащего льда во внутренних потоках льда достигает 40—50 м, а местами даже 100 м. В то же время на разделяющих их участках относительно медленного течения льда (пос. Мирный) мощность мореносодержащей части его толщи оказалась равной всего около 7 м.

Эти основные закономерности распределения мощностей мореносодержащего льда следует постоянно учитывать при анализе строения основных морен плейстоценового возраста, так как они позволяют объяснить ряд особенностей их накопления. Как показали наши наблюдения, а также данные многочисленных, как советских, так и зарубежных, исследователей в областях древних щитов, сложенных прочными кристаллическими породами, нередко бывает развит разорванный маломощный чехол морены (Гренландия, Кольский полуостров, Канадский кристаллический щит и т.д.). Иная картина наблюдается на равнинах, сложенных осадочными породами. Здесь, в особенности для верхних, наиболее молодых горизонтов основных морен, характерно сплошное площадное распространение. Однако мощность основных морен подвержена при этом значительным колебаниям. Приведенные данные об изменении мощностей плейстоценовых основных морен показывают, что оно в целом подчиняется указанным выше закономерностям, установленным для мореносодержащего льда современных ледников.

#### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МОРЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Среди исследователей ледниковых отложений существуют достаточно существенные разногласия в понимании некоторых принципиальных вопросов моренного седиментогенеза. В особенности это относится к таким кардинальным проблемам, как модель процесса формирования основных морен, место и время их накопления, скорость накопления основных морен, проблема классификации моренных образований. Ниже мы попытаемся дать краткий обзор выделенных проблем и показать возможность их решения.

## МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МОРЕН

В настоящее время существуют две концепции по вопросу о процессе формирования основных морен.

Первая из них основана на представлениях об их отложении путем оседания обломочного материала на ледниковое ложе из мореносодержащего льда в ходе донного таяния уже потерявшего свое движение ледника, т.е. в стадию деградации оледенения. Впервые эта концепция была высказана Г.Гудшильдом в 1875 г., затем развита Т.Чемберленом (Chamberlin, 1895), в последние годы она была уточнена целым рядом исследователей (Carruthers, 1939; 1953; Elson, 1961; Hoppe, 1963; Boulton, 1971, 1972; Dreimanis, 1971; и др.).

В качестве геологического аргумента в подтверждение рассматриваемой концепции ее сторонники обращают внимание на наблюдения в областях современного оледенения. В первую очередь подчеркивается широкое проявление в краевых частях ледников и в полях мертвого льда процессов базального таяния, с которыми связывают образования достаточно значительных масс так называемой текучей морены (flowtill), а также абляционных образований. Кроме того, многочисленные водные потоки, по мнению многих исследователей, дают начало линзам слоистых песчано-галечных образований, которые часто называются ледниково-контактовыми отложениями.

В целом указанная концепция способствовала формированию представлений о том, что подавляющая масса моренных образований, развитых на территории Европы, представляет собой отложения текучих морен (Boulton, 1972; Marcussen, 1973, 1975). Мы считаем такие представления ошибочными, равно как недостаточно обоснованной и изложенной концепцию в целом. Дело в том, что, как бы ни были ценные наблюдения у края современных ледников и ледниковых щитов, они позволяют только частично восстановить процессы седиментогенеза основных морен. Дело в том, что большинство современных ледников движется по ложу, сложенному достаточно прочными породами, а с этим связана недостаточная насыщенность льда моренным материалом, приводящая к широкому развитию в их краевой зоне разнообразных абляционных образований.

Что касается разнообразных включений песчано-галечного материала в моренных четвертичных отложениях, часто толкуемых как ледниково-контактовые образования, то следует заметить, что природа их оказывается далеко не всегда ясной. Нередко в них имеются разнообразные сложные деформации и необычные для седиментационных процессов сочетания разных типов пород. Более того, в моренах совсем нередки включения из рыхлых дочетвертичных пород, отторженцевая природа которых не вызывает сомнений. В соответствии с нашими наблюдениями многие, если не большинство ледниково-контактовых отложений в действительности также представляют собой именно такие отторженцы, только сложенные четвертичными осадками. Конечно, было бы ошибочным вообще отрицать процессы донного таяния. Широкое распространение прекрасно выраженных эрозионных рытвин — каналов стока подледнико-

вых вод — протяженностью иногда в сотни километров в областях древних оледенений убедительно указывает на наличие этих процессов. Однако в связи с возможностью неоднозначной интерпретации включений четвертичных отложений, имеющихся в основных моренах, роль их как одного из геологических аргументов, подтверждающих рассматриваемую концепцию, остается весьма относительной.

Несколько слов об отклонениях в ориентировке длинных осей обломочного материала от направления движения ледника, которые рассматриваются сторонниками этой концепции в качестве одного из аргументов проявления донного таяния. Это явление может быть обусловлено самыми разнообразными причинами: наличием близко расположенных друг к другу валунов, рельефом ледникового ложа, особенностями движения льда и даже внутренней динамической структурой ледового потока. При этом, как справедливо отметил Р. Голдтвейт (Goldthwait, 1971), нередкое сохранение в моренах даже мельчайших текстур, присущих движущемуся льду, не может быть объяснено с позиций рассматриваемой концепции.

Вторая концепция о процессе формирования основных морен связывается с их накоплением под движущимся льдом. Именно так толковал этот процесс еще Е. Дригальский (Drygalsky, 1899), который, основываясь на наблюдениях в Гренландии, говорил о непосредственном переходе нижней части мореносодержащего льда по мере его насыщения моренным материалом в отложенную спрессованную основную морену. Позднее И.В. Мушкетов (1905) высказал чрезвычайно интересную идею о возможности разновременного накопления отдельных частей морены в условиях активно движущегося льда. В целом на сходных позициях стояли Дж. Слейтер (Slater, 1927) и К. Рихтер (Richter, 1929). Современными сторонниками рассматриваемой концепции являются Е.В. Шанцер (1966) и авторы настоящей работы.

В основу концепции накопления основных морен под движущимся льдом положены как наблюдения по особенностям строения толщ мореносодержащего льда в областях современного оледенения, так и анализ строения основных морен плейстоценового возраста.

Наиболее ярко главнейшие особенности процесса формирования основных морен проявляются в группе динамических фаций монолитных морен (Лаврушин, 1976), поскольку именно эти образования, строго говоря, сложены новообразованными ледниковыми осадками. Образования группы чешуйчатых морен, отторженцы, а также гляциоинтрузии только условно могут рассматриваться как ледниковые осадки в собственном смысле слова, поскольку частично или полностью образованы включениями захваченного и не полностью ассилированного материала ледникового ложа.

Сравнительный анализ строения толщ мореносодержащего льда и плейстоценовых основных морен (Лаврушин, 1976) показывает возможность сохранения в отложенных моренах целой гаммы текстур, приобретаемых мореносодержащим льдом в ходе его движения. Отсюда и был сделан вывод о том, что все главнейшие черты основных

морен возникают под ледником в ходе движения исходного морено-содержащего льда.

С нашей точки зрения, имеется достаточно доказательств того, что в процессе движения морено содержащий лед постепенно настолько насыщается материалом, что превращается в весьма слабо льдистую плотную моренную массу. Об этом свидетельствует прежде всего наследование мореной почти без исключения всех тончайших текстур движущегося льда. В случае формирования морены путем вытаивания рассеянного в толще льда материала такое явление, очевидно, было бы невозможно. В малой льдистости моренной массы, достигаемой ею под движущимся ледником, еще более убеждает ориентировка удлиненных частиц всего гранулометрического спектра в направлении движения и сохранения микротекстур течений льда, наблюдавшихся в прозрачных шлифах.

Важным доказательством отложения морены под движущимся льдом является микроштриховка на поверхностях плитчатой и сланцеватой морен и стенках трещин, придающих моренам нередко блочное строение. Подобная штриховка могла возникнуть и сохраниться только при условии, если моренная масса была достаточно плотной и слабо льдистой, но продолжавшей активно участвовать в послойно-дифференцированном течении вместе с перекрывающим ее более чистым льдом. Таким образом, фактические данные позволяют уверенно говорить о преобразовании морено содержащего льда в фактически уже "готовую" морену в ходе его движения под покровом ледника. В этом преобразовании важное значение имеет постоянное удаление льда из его толщи и соответственно увеличение концентрации обломочных частиц.

В качестве одного из факторов, играющих существенную роль в обезвоживании откладываемой морены, можно указать режецию, сопровождающую пластическое течение. Ясно, что далеко не вся вода, образующаяся при режеционном плавлении, вновь кристаллизуется в лед непосредственно на месте своего образования. Видимо, какая-то ее часть отжимается и удаляется в вышележащие слои морено содержащей толщи и за ее пределы через всегда имеющиеся в леднике трещины. Именно этот процесс должен, по нашему мнению, способствовать повышению концентрации обломочного материала. В уплотнении же формирующейся малольдистой моренной массы немалое значение должно иметь общее сокращение ее мощности по мере отжимания воды, выделяющейся вследствие режеционного плавления льда и притирания обломочных частиц друг к другу в ходе продолжающегося пластического течения. Поскольку процессы режеции неравномерно охватывают толщу морено содержащего льда, проявляясь в ней на разных уровнях, уменьшение льдистости формирующейся морены происходит, видимо, неравномерно. В целом в слабольдистую морену, скорее всего, преобразуются нижние, наиболее насыщенные обломочным материалом слои морено содержащего льда.

Вторым, не менее важным фактором, участвующим в преобразовании морено содержащего льда в морену, является донное таяние

ледника, вызываемое трением о ложе и геотермическим потоком тепла. В свете рассматриваемой концепции донное таяние ледника, связанное с трением о ложе, по своей роли не отличается от режеляционного таяния и свойственно опять-таки движущемуся, а не мертвому льду. Другое дело, когда речь идет о геотермическом потоке тепла. Этот поток оказывает свое воздействие при любом динамическом состоянии ледника. Но пока еще невозможно создать окончательного суждения об относительном значении геотермического тепла и тепла, высвобождающегося при трении о ложе, для понимания процессов моренного осадконакопления. Имеющиеся в литературе расчеты приводятся в основном для чистого, а не мореносодержащего льда, непрерывно уточняются и часто существенно меняются. Поэтому принимать их за полностью достоверные сейчас было бы неосторожно.

Подводя итоги, хотелось бы подчеркнуть, что вряд ли правильно представлять себе процесс преобразования мореносодержащего льда в морену только как пассивное оседание или растекание содержащегося в тающем льде обломочного материала на ледниковое ложе. Хотя подобные представления и разделяются некоторыми исследователями, они находятся в явном противоречии с уже выясненными особенностями строения моренных толщ (Лаврушин, 1976; и др.). Эти особенности ясно свидетельствуют о том, что формирование малольдистой моренной массы происходит в ходе продолжающегося пластического течения.

Прогрессирующее уменьшение льдистости неизбежно приводит к возрастанию внутреннего трения и снижению степени пластичности морены. Это способствует постепенному замедлению послойно-дифференцированного пластического течения, хотя оно может охватывать даже моренные толщи, приобретшие уже значительную плотность, как это показывает штриховка на поверхности плиток монолитных основных морен. Можно думать, что постепенно плотность морены настолько возрастает, что пластическое течение становится невозможным. Раньше всего это происходит с нижними слоями, которые останавливаются еще тогда, когда вышележащие слои продолжают двигаться. В частности, об этом свидетельствует отгиб в направлении движения ледника верхних частей внедренных в морену гляциодиапиров и гляциодаек (Лаврушин, 1976). Подобное явление может быть совершенно однозначно истолковано как доказательство неподвижности нижних слоев морены во время и после образования гляциоинтрузий и продолжающегося движения ее вышележащих слоев.

Таким образом, момент остановки нижних слоев основной морены может быть принят за начало ее аккумуляции, постепенно захватывающей затем все более высокие слои моренной толщи. Отсюда можно говорить о постепенном отслаивании основной морены под движущимся ледником. Аккумуляция морены определяется многими факторами — мощностью и степенью насыщенности материалом толщи мореносодержащего льда, составом пород ложа, его рельефом, динамикой движения льда и т.д. Поэтому накопление морены может осуществляться в разных частях ледникового щита. Но наиболее

благоприятна для ее проявления периферическая зона ледникового покрова, где ограничены его толщина и нагрузки, создаваемые им на ложе, а соответственно понижена и степень пластичности льда.

Предлагаемая модель процесса накопления морены позволяет рассматривать его как особый, весьма специфический геологический процесс, резко отличный от седиментации других континентальных или морских отложений. Пожалуй, ближе всего этот процесс стоит к формированию тектонитов, поэтому есть основания толковать морену как гляциотектонит, что уже подчеркивалось некоторыми исследователями. Однако в отличие от типичных тектонитов в процессе моренообразования можно различить стадии мобилизации материала, транспорта, осадконакопления и раннего диагенеза, т.е. стадии, свойственные обычно процессам седиментогенеза.

Специфика моренного седиментогенеза состоит, правда, в том, что в нем невозможно провести резкой грани между этими стадиями в том их значении, которое сложилось в литологии, например, применительно к водным осадкам. Кроме того, основные морены достаточно сильно уплотняются уже в ходе движения ледника, т.е. на стадии транспорта, в противоположность водным осадкам, стадия уплотнения которых рассматривается уже как характерная часть раннего диагенеза. Таким образом, следующая специфическая особенность моренного седиментогенеза состоит в отсутствии четкой грани между собственно образованием осадка и его последующим диагенетическим уплотнением (Лаврушин, 1976). Более того, как показано А.Р. Гептнером (1980), в некоторых областях активного вулканизма под движущимся ледником происходит не только уплотнение морены, но и ее литификация, приводящая к образованию тиллитов. Это позволяет думать, что в подобных условиях нет четкой границы между собственно моренным седиментогенезом и литогенезом.

Среди других особенностей моренного седиментогенеза следует отметить отсутствие в моренах четко выраженной механической дифференциации, специфику ледниковой обработки содержащихся обломочных частиц и их ориентировку в направлении движения льда, частичный катаклизм минеральных зерен, своеобразный петрографический и минералогический состав терригенных компонентов, а также аутигенное минералообразование (Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин, 1976).

Важно также подчеркнуть, что собственно осадочный процесс при моренообразовании происходит под постоянным воздействием значительного бокового стресса как на транспортируемый, так и на откладываемый материал. Вследствие этого в моренном седиментогенезе имитируются некоторые явления катакластического метаморфизма. В первую очередь к ним относятся гляциодинамические текстуры пластического течения, микроштриховка на поверхностях плиток, близкая к зеркалам скольжения, повышенная плотность и т.д. Иными словами, моренный седиментогенез как бы моделирует некоторые процессы, происходящие в земной коре на достаточной глубине.

В связи со всем изложенным можно сказать, что основная мо-

рена занимает промежуточное положение между чисто осадочными и метаморфическими породами, поскольку ее накопление сопровождается конседиментационным гляциокатастическим метаморфизмом. Основные морены можно рассматривать поэтому как особый класс пород, занимающий по ряду признаков промежуточное положение между осадочными и метаморфическими.

### МЕСТО И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МОРЕН

О месте аккумуляции основных морен существует, пожалуй, единое мнение, состоящее в том, что их накопление происходит преимущественно в периферической части ледникового покрова. Существенно разные представления высказаны, однако, о времени формирования основных морен, точнее, о том, в какую из стадий оледенения (трансгрессивную или регressiveвную) образуется моренный покров. В этом отношении имеется три точки зрения. Первая из них связывает аккумуляцию морены с мертвым льдом, вторая — с трансгрессивной фазой развития ледникового покрова, и третья — с регressiveвой фазой. Проблема оказывается достаточно сложной и по своей сути касается вопроса соотношения процессов ледниковой эзарации и аккумуляции во времени. Анализ литературы показывает, что оценка этого соотношения бывает существенно различной не только у разных ученых, но может значительно изменяться даже у одного исследователя. В настоящее время наметилась достаточно четко выраженная тенденция противопоставления времени аккумуляции основных морен и времени ледниковой эрозии. Более того, некоторые исследователи рассматривают моренный седиментогенез как процесс, который может начаться только после окончания ледниковой эрозии. Основанием для таких суждений послужили факты частого залегания моренных толщ на прочных до-четвертичных породах, на поверхности которых обычно имеются достаточно яркие проявления эзарации.

По нашим представлениям, для аккумуляции основных морен существуют благоприятные условия как в трансгрессивную, так и в регressiveвную стадию развития ледникового покрова, поскольку на его периферии всегда существует зона отложения моренного материала. Поэтому аккумуляция морены происходит одновременно с эзарацией, и можно лишь говорить о преобладании того или иного процесса во времени и о разной геологической деятельности различных частей приподнятой части ледникового покрова, а не о противопоставлении этих процессов. Конечно, по мере роста ледникового покрова (в его трансгрессивную fazу) происходит постепенное латеральное смещение зон геологической активности. В результате отложенный ранее моренный материал может быть почти нацело разрушен. Исходя из этого, можно думать, что постоянный покров основной морены может образовываться лишь в стационарную и регressiveвную fazы развития ледникового покрова. Анализ строения основных морен позволяет выделить три динамические fazы аккумуляции покрова основных морен, которые находятся

в непосредственном соотношении с динамическими фазами развития периферии древних ледниковых покровов.

Первая, наиболее ранняя фаза — экзарационная. Для нее характерно преобладание экзарационной деятельности ледникового покрова над процессами аккумуляции. Основным аргументом в пользу подобных представлений является отмечавшийся выше факт наличия резкого экзарационного контакта в основании морен на контакте с прочными породами ледникового ложа. Как справедливо отметил Р.Голтдейт в 1973 г., перед аккумуляцией морены всегда происходила экзарация. Особенно ярко это бросается в глаза в районах древних кристаллических щитов, для которых типичной картиной является залегание морены на ледниковом ложе с особенно ярко выраженным формами экзарационной обработки. Это вполне понятно, поскольку обычно на кристаллических породах мореносодержащий лед бывает недостаточно насыщен материалом, что обуславливает в общем прерывистое залегание и малую мощность моренного покрова.

Иная картина свойственна районам, где ледниковое ложе сложено неконсолидированными породами. Здесь о взаимодействии ледникового покрова с ложем можно судить по так называемым контактовым гляциодинамическим зонам (Лаврушин, 1976). Изучение этих зон позволяет понять динамическую обстановку начальной фазы формирования основной морены. Анализ разрезов контактовых гляциодинамических зон показывает, что типичный экзарационный контакт "срезания", столь характерный для областей с прочным скальным ложем, распространен в этом случае далеко не повсеместно. Наиболее характерными контактовыми гляциодинамическими зонами являются контакты ближнего переотложения осадков ложа и ассимиляционный, которые отражают активное воздействие ледника на ложе. Важно то, что в этих зонах обычно постоянно присутствуют линзы, прослои или "клины" моренного суглинка. Это позволяет думать, что количество несомого льдом моренного материала было достаточно значительным уже в трансгрессивную стадию развития ледникового покрова, почему и происходила частичная аккумуляция нормального ледникового осадка. Об активности ледникового покрова свидетельствует наличие затащенных линз и прослоев пород ложа, особенно частых в основании моренной толщи. Главным процессом в это время является образование особой литологической разновидности основных морен, которая уже давно получила в литературе название локальных морен. По сути дела, ассимиляционные и контактовые зоны ближнего переотложения также могут быть названы локальными моренами. Можно сказать, что в общей принципиальной схеме процесс аккумуляции основной морены начинается с отложения той или иной разновидности локальных морен. Мощность локальных морен различна. Она зависит не только от меняющейся во времени динамики движения льда, но и от многих других факторов, в частности от рельефа ледникового ложа и состава слагающих его пород. Поэтому в основании ледникового покрова в отдельных местах могут создаваться такие условия, при которых за все время его

существования формировались только локальные морены. Такая картина, видимо, была на силурийском глинте Эстонии, где образовались рикховые морены.

Вторая фаза в формировании основной морены связывается нами со стационарным и регressiveм развитием ледникового покрова. Эта фаза может быть названа фазой отслаивания моренного материала из основания движущегося льда, которую условно можно назвать также фазой образования "готовой" морены. Важно подчеркнуть, что поскольку границу частей моренной толщи, формировавшихся в разные стадии, можно провести лишь условно, по резкому преобладанию собственно ледникового осадка, то можно думать, что изменение режима осадконакопления в ледниковом щите происходило, как правило, постепенно.

Для второй фазы характерно образование покрова монолитной морены (Лаврушин, 1976). Мощность монолитных морен редко превышает 10 м. Их формирование связано с постепенным (но не обязательно равномерным, послойным) отслаиванием и уплотнением родоначального осадка под движущимся льдом. Можно полагать, что этот процесс охватывал достаточно длительную часть ледникового цикла. Кроме того, поскольку монолитные морены формируются под воздействием преобладающего пластического течения льда, указанную мощность монолитных морен можно, очевидно, считать предельной для платформенных областей, сложенных осадочными породами.

Наконец, мы выделяем третью фазу моренной аккумуляции, которая связывается с оживлением экзарационной деятельности ледникового покрова при его стационарном состоянии или при его общей регрессии, на фоне которой происходят отдельные локальные подвижки. Эта фаза моренной аккумуляции может быть названа перестилаемой. Для нее свойственно образование так называемых чешуйчатых морен (Лаврушин, 1976). Для некоторых их типов в области, где ледниково ложе было сложено неконсолидированными или слабо консолидированными осадками, характерно чередование чешуй собственно ледникового осадка (валунных суглинков или супесей) с чешуями пород ледникового ложа. Как было показано (Лаврушин, 1969, 1970), такое строение моренного покрова отражает изменение в режиме движения льда и смену преобладавшего ранее пластического его течения движением по плоскостям внутренних сколов. Такой тип движения льда свойствен отдельным участкам периферических частей ледниковых покровов, но наиболее характерен для осевых зон внутренних ледовых потоков, иногда, как можно думать, имевших пульсирующий тип движения. Этот же тип движения льда находит свое яркое отражение уже в ином генетическом типе собственно ледниковых отложений — конечных моренах. Строение моренного покрова в перестилаемую фазу чрезвычайно усложняется, и мощность его может достигать 100—150 м.

Геологические проявления динамики ледникового покрова в перестилаемую фазу формирования моренного покрова характеризуются усиленной экзарацией не только уже отложенного моренного покрова,

но и лежащих под ним пород ледникового ложа. При этом экзарация вовлекает в частичное движение или перемещение крупные чешуи пород ложа, перестраивая и надстраивая ранее образовавшийся моренный покров, и тем самым приводит к возникновению моренных толщ повышенной мощности. Хотя это звучит достаточно парадоксально, ее можно условно назвать экзарационной аккумуляцией. Мы не исключаем, что в некоторых случаях эта очень своеобразная экзарационная деятельность оказывалось более эффективной по своему воздействию на ледниковое ложе, чем экзарация, происходившая на начальных этапах трансгрессивной стадии развития ледникового покрова. Известное подтверждение этой мысли мы видим в существующем парагенезе экзарационных гляциодепрессий и конечных морен, а также в строении последних, для которых оказывается характерным сочетание чешуй собственного ледникового осадка (валунных суглинков) с чешуями пород ледникового ложа, залегавших позади проксимальной части конечных морен. Отложения группы динамических фаций чешуйчатых морен оказываются обычно не перекрытыми никакими другими разновидностями основных морен того же возраста. Поэтому мы считаем, что перестилаемая динамическая фаза формирования основных морен является завершающей в общем процессе их аккумуляции. Она проявляется далеко не повсеместно, а свойственна лишь ограниченным участкам или зонам покровов. Гораздо чаще процесс формирования основных морен завершается второй динамической фазой, а в отдельных случаях (кстати, тоже далеко не редких) даже первой — экзарационной.

Анализ динамических фаз аккумуляции основных морен показывает, что соотношение во времени процессов экзарации и аккумуляции часто оказывается достаточно своеобразным. Образование морены, по существу, происходит в любую стадию развития ледникового покрова. В изложенной идеальной схеме стадийности моренообразования далеко не всегда можно говорить о разновременности выделенных стадий. Образование локальных морен, например, происходит очагово на отдельных участках ледникового ложа одновременно с формированием монолитных морен на других участках. Так же точно образование чешуйчатых морен локализуется только в краевых зонах ледникового покрова и осевых частях крупных ледниковых потомков, тогда как на большей части ложа продолжается образование монолитных морен.

### СКОРОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ МОREN

Вопрос о скорости накопления основных морен представляет существенный интерес как с точки зрения разработки общей теории континентального литогенеза, так и для геологического картирования. Изложенные выше представления о процессе моренного седиментогенеза заставляют в какой-то степени осветить также методический подход к этой проблеме.

В известной нам литературе впервые вопрос о скорости накопления морен осветил Дж. Бултон (Boulton, 1970), а также Д. Майкельсон и

Р.Голдтвейт (Mickelson, 1973; Goldthwait, 1973). Однако к расчету скоростей накопления эти исследователи подошли традиционно, так, как будто имели дело с "обычным" осадочным процессом. По расчетам Дж. Бултона, сделанным на основании наблюдений в краевых частях ледников Шпицбергена, скорость накопления основной морены составляет 2—4 см/год. По Д.Майкельсону и Р.Голдтвейту, скорость того же процесса на одном из аляскинских ледников колеблется от 0,5 до 2,5 см/год. Отсюда, исходя из мощности морены неогляциальной эпохи, достигающей 1—5 м, время ее накопления соответствовало примерно двум столетиям. В штате Огайо, по расчетам Р. Голдтвейта (Goldthwait, 1973), основная морена мощностью до 10 м накапливалась в течение примерно пяти столетий. Эти расчеты были сделаны на основании радиоуглеродных датировок растительных остатков, найденных в моренах. Поэтому их методическая основа вызывает серьезные сомнения, так как органические остатки в моренах находятся во вторичном залегании и дают представление не столько о длительности осадконакопления, сколько о максимально возможном нижнем возрастном пределе морен.

Анализ радиоуглеродных датировок из района Великих Озер (США, Канада), обосновывающих стратиграфическую схему этого района, позволяет думать, что образование постоянного моренного покрова продолжалось не менее 2000—3000 лет. Однако даже эти цифры оказываются весьма приближенными, так как не учитывают неравномерность процесса в целом. Совершенно очевидно, что скорость накопления основных морен увеличивалась в конце ледникового цикла в связи с ускорением отступания края ледника, существенно варьируя от места к месту из-за неодинаковой динамики разных ледниковых лопастей. Только учитывая эти обстоятельства, можно говорить в самой общей форме о скорости моренообразования.

Приведенные выше цифры для Аляски и Шпицбергена скорее характеризуют частные случаи. Наши наблюдения на Шпицбергене (Лаврушин, 1969) показывают, что в условиях современного полярного климата поля мертвого мореносодержащего льда могут сохраняться несколько тысяч лет и, таким образом, процесс моренообразования может оказаться существенно растянутым во времени. Благоприятные условия для продолжительного захоронения толщ мореносодержащего льда существуют и в тех частях областей распространения плейстоценовых материковых оледенений, где существует постоянная мерзлота (Каплянская, Тарноградский, 1976). Более того, возрастание соотношения покрова основной морены даже в пределах одного сегмента ледникового покрова могут оказаться достаточно сложными. Так, например, локальные морены являются временными образованиями областей господства экзарации. Формирование локальных морен, как отмечалось выше, может оказаться растянутым в благоприятных местах на значительную часть ледникового цикла.

Скорость накопления монолитных морен также может быть существенно неоднородной. Хотя процесс их формирования и происходит путем "отслаивания", но при этом "отслаивается" нередко

сразу значительная по мощности часть морены. Об этом, в частности, убедительно свидетельствуют отогнутость в направлении движения ледникового покрова верхних частей синдинамичных гляциопротрузий. Поэтому различия в мощности монолитных морен далеко не всегда могут дать верное представление о различиях в скорости их накопления. При этом совершенно не исключается вариант о более длительном времени накопления маломощной монолитной морены.

Что касается чешуйчатых морен, то их образование происходит не послойно, а сразу в виде достаточно мощных нагромождений. Несмотря на их колосальную мощность, скорость формирования покрова чешуйчатых морен может быть настолько большой, что вряд ли сравнима с каким-либо иным из известных ныне осадочных процессов.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ОСНОВНОЙ МОРЕНЫ

Вопросы классификации моренных отложений неоднократно рассматривались многими исследователями. Анализ материалов показывает, что применяемые разными авторами принципы выделения типов моренных образований достаточно разнородны. Обсудить в какой-то мере полноту этой проблемы в рамках настоящего раздела невозможно. Мы сосредоточим внимание главным образом на изложении наших представлений по вопросу классификации моренных отложений, в особенности основных морен, сознательно ограничившись лишь попутными замечаниями по опубликованным классификациям других исследователей.

Прежде всего среди моренных образований мы различаем три генетических типа отложений, принципиально отличающихся друг от друга по динамике своего накопления. Это — основные морены, абляционные морены, конечные морены (табл. 1). Уместно отметить, что конечные морены во многих современных классификациях по недостаточно обоснованным причинам совсем упускаются из рассмотрения. Между тем они не только имеют своеобразное геоморфологическое выражение, но отличаются большой спецификой строения, динамикой образования и обладают самостоятельным геологическим и палеогеографическим значением. Поэтому мы считаем возможным рассматривать отложения конечных морен наравне с основными и абляционными моренами в качестве особого генетического типа ледниковых образований.

Различия в динамике накопления всех трех генетических типов ледниковых отложений чрезвычайно существенны. Как известно, образование постоянного покрова абляционной морены происходит главным образом в стадию деградации оледенения за счет процессов таяния пассивного льда. Образующиеся в этих условиях отложения представляют собой достаточно сложные образования, в которых сочетаются, с одной стороны, осадки водного перемыва моренного материала, его оползания, "солифлюкционного" смещения, а с другой — осадки, обладающие частично сохранившимися признаками, унаследованными от ледникового переноса. Как показы-

Таблица 1

## Генетическая классификация моренных образований

Генетический тип морены	Группа фаций	Фация	Субфация
Основная	Монолитных морен пластического течения льда	Плитчатая морена Сланцеватая морена Складчатая морена Флютинг-морена	Морены Де-Геера Лабрадорская
	Чешуйчатых морен	Чешуйчатая морена Ребристая морена Сетчато-ячеистая морена	
Конечная	Морен напора Морен выдавливания Насыпных морен		
Абляционная		Морена сплыивания Морена донного вытаивания Перллювиальные морены	

вают наблюдения в районах современных ледниковых щитов, куполов и долинных ледников (Окко, 1957; Лаврушин, 1969; Boulton, 1971, 1972; и др.), среди абляционных накоплений имеются связанные как с поверхностью абляцией, так и с подледным таянием.

Что касается наблюдений над геологическими процессами, связанными с поверхностным и подледным таянием, следует заметить, что надежных критериев для разграничения этих групп абляционных образований в ископаемых моренах практически не имеется. Поэтому у нас вызывают серьезные сомнения целесообразность и даже правомерность выделения в настоящее время этих подразделений. Теоретически можно допустить, что подразделение абляционных морен на поверхностные и донного таяния возможно еще применительно к комплексу конечных морен, однако и в этом случае вопрос требует своего дополнительного изучения, в особенности с точки зрения установления соответствующих критериев для надежного разграничения этих образований. Поэтому в прилагаемой таблице абляционные морены донного вытаивания оставлены лишь условно. Достоверно установленными следует считать лишь абляционные морены сплыивания, образующиеся при смещении перенасыщенного водою моренного материала со склонов формирующегося моренного рельефа, и перллювиальные морены.

Теперь обратимся к отложениям основной морены. Изучение основных морен показало, что в их строении отражаются важнейшие закономерности движения льда в ледниках и ледниковых покровах. Конкретным выражением этого являются различного типа гляциодинамические текстуры, плотность моренных отложений, ориентировка обломочного материала и морфология ледниковых валунов, свое-

образный гранулометрический и вещественный состав основных морен (Лаврушин, 1976).

Анализ степени относительного развития комплекса гляциодинамических текстур и их закономерных сочетаний позволил выделить несколько типов строения моренного покрова. Эти типы строения, выделенные нами в качестве динамических фаций основных морен, характеризуют преобладающую динамическую обстановку формирования морены, связанную с господствовавшим на данной территории режимом движения льда. Принципиальные отличия различных динамических фаций и их групп были уже неоднократно опубликованы, и поэтому ниже мы ограничиваемся лишь воспроизведением разработанной нами и несколько уточненной классификационной таблицы (Лаврушин, 1976, 1980; Lavrushin, 1971).

В классификациях, опубликованных в последние годы, обычно выделяются так называемый лоджемент тилла и тилл вытаивания (*melt-out till*). В некоторых классификациях особо выделяется морена проксимальных склонов бараных лбов. Нередко деформированные породы ледникового ложа выделяются в качестве деформационного тилла. Промежуточное положение между последним и базальным тиллом занимают локальные морены. В связи с этим следует заметить, что широко распространенное в англоязычной литературе понятие „лоджемент тилла“ трактуется разными исследователями по-разному. Некоторые исследователи чрезвычайно сужают это понятие и включают в него образования, возникающие на контакте ледника с ложем, т.е., по существу говоря, образования наших экзарационно-контактовых гляциодинамических зон. Другие исследователи, наоборот, безмерно расширяют это понятие.

С нашей точки зрения, судя по описаниям соответствующих лоджементу тилла моренам, этому понятию в какой-то степени соответствует в предложенной классификации понятие монолитных морен, включающих в себя несколько динамических фаций с присущими им комплексами гляциодинамических текстур. При этом следует отметить, что монолитным моренам соответствуют и многие из основных морен, описанные в литературе как морены вытаивания. Особенно это свойственно исследователям, придерживающимся разработанной нами первой модели формирования основных морен — модели ее пассивного вытаивания. Обычно при этом не обращается внимание на противоречащие ей текстурные признаки и целый ряд других обстоятельств. До сих пор остается недостаточно ясным понятие деформационного тилла, поскольку при желании в него могут быть включены чрезвычайно мощные толщи дочетвертичных пород, нарушенные весьма выразительными гляциодислокациями. Что касается локальных морен и морен донного таяния, то по этим типам отложений наши соображения были изложены выше. Остается лишь добавить, что морены проксимальных склонов бараных лбов соответствуют в нашей классификации динамической фации сланцеватых морен.

Теперь очень кратко остановимся на отложениях, слагающих конечные морены. Динамика их образования оказывается весьма

своебразной. Большинство из них возникает в результате активной деятельности фронтальных частей ледниковых покровов, хотя среди них имеется незначительная доля и чисто аблационных образований. В связи с недостаточной изученностью конечных морен в настоящее время можно говорить лишь в самых общих чертах об особенностях их строения, динамики накопления и, следовательно, об их типах.

Среди общих особенностей строения конечных морен следует отметить следующие: относительно малая ширина конечно-моренных поясов, участие в их строении не только собственно ледниковых отложений, но и пород ледникового ложа, частая встречаемость разнообразных складчатых и разрывных дислокаций, наличие термокарстовых нарушений. Основными факторами, играющими существенную роль в формировании конечных морен, являются: движение льда по плоскостям внутренних сколов, бульдозерный эффект движущегося ледникового края, латеральное выжимание или течение пластичных пород ложа под воздействием ледниковой нагрузки и, на конец, процессы аблации. Среди типов конечных морен в настоящее время можно выделить морены напора, морены выдавливания и насыпные (абляционные) конечные морены. Что касается последних, то, по нашим наблюдениям, в Гренландии благоприятные условия для их накопления имеются лишь на участках крутого или обрывистого ледникового края.

## Глава III

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МОREN И ЕГО ФОРМИРОВАНИЕ

В настоящей главе мы сосредоточим главное внимание на особенностях вещественного состава моренных отложений, которые наиболее ярко отражают процесс транспорта материала. Наша задача несколько упрощается, поскольку подобный обзор был дан сравнительно недавно (Лаврушин, 1976). Мы напомним лишь главные принципиальные особенности вещественного состава морен, которые необходимы для понимания последующих положений.

#### ОРИЕНТИРОВКА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА В МОREНАХ И МОРФОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ВАЛУНОВ

Уже давно совпадение ориентировки длинных осей валунов с направлением движения ледников и ледниковых покровов в основных моренах подтверждено многочисленными работами как советских, так и зарубежных исследователей (Яковлева, 1955, 1957; Гайгалас, 1971; Richter, 1936; Holmes, 1941 и др.). Такая ориентировка обломочного материала прежде всего отражает процесс его транспортировки в толще льда.

Специально изучением механизма ориентировки занимались Дж. Глен, И. Доннер и Р. Уэст (Glen, Donner, West, 1957). Опираясь на лабораторные экспериментальные и теоретические разработки, они

показали, что значительная часть удлиненных обломков, помещенных в движущуюся вязкую жидкость, в течение непродолжительного времени ориентируется длинными осями в направлении движения потока. В толще льда эта преимущественная ориентировка может быть обусловлена как самим вязкопластичным течением, так и столкновением обломков друг с другом, волочением в подошве ледника по ложу или по поверхностям скольжения внутри толщи льда. К.Д. Холмс (Holmes, 1941) именно последним причинам придавал главное значение, П.У. Гаррисон (Harrison, 1957) связывал упорядоченную ориентировку валунов только со смещением отдельных горизонтов льда относительно друг друга по внутренним плоскостям скольжения. С.А. Евтеев (1965б) пришел к выводу, что ориентировка обусловлена как вязкопластичным течением, так и движением по плоскостям скольжения. Поэтому независимо от того, где в толще мореносодержащего льда находится обломок, он стремится расположиться длинной осью в направлении движения. Особенное значение С.А. Евтеева (1960) отводит при этом послойно-дифференцированному течению льда, а также изменению скоростей движения по поперечному профилю ледника.

При различии скоростей двух налегающих друг на друга слоев льда валун стремится занять наименьший интервал по вертикали, т.е. расположиться длинной осью продольно в плоскости слоя. Препятствовать проявлению такой ориентировки, по мнению С.А. Евтеева, могут столкновения валунов друг с другом и плавление большого объема вследствие трения при скольжении по поверхностям среза или скола. Аналогичные причины, искажающие ориентировку, приводят и другие исследователи (Glen, Donner, West, 1957).

Изложенные представления о механизме преимущественной ориентировки длинных осей валунов отчетливо вскрывают физическую природу явления. Из них прямо следует неизбежность осложнения общей картины ориентировки под влиянием местных отклонений движения льда от направления движения ледника в целом. Это подтверждается непосредственными наблюдениями. О.М. Микельсон (Mickelson, 1971), детально изучивший основную морену ледника Барруш в юго-восточной Аляске, выяснил, что на ориентировку длинных осей существенное влияние оказывают выступы ледникового ложа, отклоняющие течение льда. Особенно хорошо такие отклонения были прослежены им на склонах одного из недавних нунатаков, ныне освободившегося от окружавшего его льда. Отсюда вытекает важный вывод о необходимости учета рельефа ложа при реконструкции направления движения ледников по ориентировке валунов. Это подчеркивают также Л.Пенни и И. Кэтт (Penny, Catt, 1967) и некоторые другие исследователи.

Весьма важные результаты в последние 20 лет были получены по изучению ориентировки длинных осей обломочных частиц всех размерностей, слагающих основные морены. Пионером в этом отношении явился Зейферт (Seifert, 1954), который установил, что в непосредственной близости от плоскостей скольжения имеется упорядоченное расположение песчаных зерен, длинные оси которых ориентированы в направлении движения ледника. Позднее П. Гаррисон (Harrison, 1957) изучил ориентировку песчаных частиц в монолитах морен в районе Чи-

каго и в мореносодержащем льде в районе Туле (Гренландия). Он пришел к выводу, что их ориентировка в моренах в целом соответствует направлению движения льда и обусловлена теми же причинами, что и ориентировка крупного валунного материала.

Наконец, преимущественную ориентировку длинных осей не только песчаных, ни и глинистых частиц, параллельную движению ледника, в ориентированных шлифах описали Р. Ситлер и К. Чэпмен (Sitler, Chapman, 1955; Sitler, 1968).

Все эти факты находят свое объяснение в тех преобразованиях структуры льда, которые происходят в ходе его пластического течения, и выделены П. А. Шумским (1955) в особый тип метаморфизма течения. По П. А. Шумскому, метаморфизм течения охватывает большую часть толщи ледников, за исключением их верхней, маломощной, пассивно переносимой части. Однако наиболее сильному его воздействию подвергаются придонные слои, где возникающие напряжения особенно значительны.

Происходящая при этом перестройка структуры льда определяется микромеханизмом его течения как следствия пластических деформаций сдвига, развивающихся в твердом кристаллическом теле. Как установлено многочисленными исследованиями гляциологов, внутри каждого кристалла льда происходят смещения по базисным плоскостям. В результате кристаллы стремятся приобрести форму параллелепипедов, вытянутых в направлении движения, а их главные кристаллографические оси ориентируются преимущественно перпендикулярно к плоскости сдвига (Евтеев, 1965а, б; Савельев, 1971; Шумский, 1955). Характерной особенностью мореносодержащего льда, подвергшегося такому метаморфизму, является вытянутость пузырьков воздуха в направлении движения ледника и концентрация моренного мелкозема в тонкие полоски, тоже вытянутые в этом направлении. Аналогичная ориентировка свойственна удлиненным частицам песчаной размерности, как это и наблюдалось, например, в районе Туле (Harrison, 1957) и в толще мореносодержащего льда ледникового покрова Восточной Антарктиды (Евтеев, 1964).

Таким образом, можно констатировать, что в толщах основных морен существует ориентировка длинных осей частиц всего гранулометрического спектра в направлении движения ледника. Этот вывод позволяет представить себе морену как достаточно упорядоченную толщу осадков.

При работах в районе Углича было установлено, что ориентировка частиц очень часто хорошо выдерживается по всей толщине моренного пласта.

При изучении ориентировки длинных осей валунов необходимо особое внимание обращать на текстурные особенности моренного пласта. Это в еще большей степени относится к изучению ориентировки удлиненных частиц мелкозема. Искажение их первоначальной ориентировки, возникающей при послойно-дифференцированном течении льда, происходит при образовании широко распространенных гляциодинамических текстур сколов и складкообразования.

Все сказанное имеет отношение к основным моренам. Что касается

абляционных морен, то в литературе отмечается либо беспорядочная ориентировка обломочного материала, либо подчиненная локальным склонам.

Своеобразие ориентировки в краевых моренах обусловлено прежде всего процессом движения льда по плоскостям внутренних сколов, наличием в этих зонах разнообразных по величине многочисленных гляциопротрузий и т.д. Поэтому при изучении краевых образований можно на отдельных участках встретить разнообразную ориентировку обломочного материала. В одних случаях она может наследовать направление пластического течения льда, а в других — быть подчиненной движению льда по плоскостям внутренних сколов. Чрезвычайно существенно искаженной оказывается ориентировка вблизи гляциопротрузий, где нередко она оказывается вертикальной.

Остановимся теперь на специфической ледниковой обработке валунного материала. Это вопрос также обсуждается в значительном количестве публикаций (Яковлева, 1941; Гайгалас, 1971; Евтеев, 1960). Обычно характерными признаками ледниковых валунов считаются: ледниковая штриховка, пришлифовка граней, а также специфическая "утюгообразная" форма. Однако фактически их морфология весьма разнообразна и зависит от первоначальной формы обломков, состава, структуры, текстуры, физико-механических свойств породы и расстояния, на которое валун перенесен (Гайгалас, 1971; Holmes, 1960).

Первую краткую сводку о морфологии ледниковых валунов дал О.Д. Энгельн (Engeln, 1930), который выделил 8 типов их ледниковой обработки, связывая ее целиком с процессами, происходящими в толще льда во время его движения<sup>1</sup>. Холмс (Holmes, 1960) на основании изучения 3234 валунов из морен, расположенных на плато непосредственно южнее оз. Онтарио, выделил 6 их характерных морфологических типов и предпринял интересную попытку выяснить зависимость степени их истирания и окатанности от петрографического состава и расстояния транспортировки. Им было выяснено, что разные морфологические типы исходных обломков горных пород обнаруживают неодинаковую устойчивость при их обработке движущимся ледником.

В СССР детально изучали морфологию ледниковых валунов С.В. Яковлева (1955, 1957), Н.Н. Карлов (1959), который ввел в литературу даже специальный термин "ледогранник", А.В. Раукас (1962), А.И. Гайгалас (1965, 1971) и др. Эти работы существенно расширили наши представления о морфологии ледниковых валунов и показали, что в зависимости от петрографического состава обломка конечным результатом ледниковой транспортировки в ряде случаев может быть не только утюгообразная их форма.

Наиболее последовательную схему механизма ледниковой обработки валунов дал Е.В. Шанцер (1966). Поскольку это важно для общей характеристики моренных отложений, необходимо кратко остановиться на основных положениях, развиваемых им по этому вопросу. В качестве наиболее типичного случая Е.В. Шанцер избирает обработку

<sup>1</sup> Очень интересные данные по ледниковым валунам содержатся во втором неопубликованном томе труда П.А. Кропоткина.

удлиненных валунов субпараллелепипедальной формы, в приложении к которым он строит свои рассуждения. В связи с тем, что скорость движения мореносодержащего льда или подвижной донной морены, переносимой ледником, увеличивается снизу вверх от одного слоя к другому, любой валун должен перемещаться со средней скоростью, которая соответствует занятому им интервалу мощности. "В связи с этим на границах валуна возникают перепады скоростей. Он скользит по подстилающему слою морену своей нижней поверхностью, которая шлифуется обгоняемыми ею обломочными частицами. Наоборот, кроющий слой морены обгоняет валун и шлифует его верхнюю поверхность. Менее значительные перепады скоростей возникают на боковых гранях валуна, в связи с чем и их шлифовка происходит менее интенсивно. Наконец, передний и задний торцы валуна вовсе не подвергаются шлифовке за исключением лишь углов, отделяющих их от продольных граней" (Шанцер, 1966, с. 222—223). Поэтому на задних торцах удлиненных валунов, извлеченных из морен Русской равнины, часто бывает впрессован карбонатный пылевато-глинистый материал. Изучение валунов, проведенное нами на ледниках в Гренландии и Исландии, также выявило наличие на некоторых валунах впрессованного карбонатно-песчано-глинистого материала, и при том не только на заднем торце, но иногда по всему горизонтальному периметру. Это явление может быть объяснено только с позиции признания широкого распространения в толще движущегося мореносодержащего льда режеоляционного метаморфизма давления, результатом которого являются описанные выше тонкие корочки прозрачного компрессионно-режеоляционного льда, образующие "рубашки" вокруг многих валунов. В момент плавления льда, в начале каждого цикла режеоляции, содержащийся в нем мелкий обломочный материал частично оседает на поверхность валуна. С верхней и нижней сторон последнего этот материал удаляется в процессе шлифовки. Наоборот, на участках валуна, прилегающих к периметру его горизонтального сечения, где относительные скорости движения льда близки к нулю, осевший мелкозем может сохраняться в виде оторочки. Большинство ледниковых шрамов в связи с этим также располагаются на верхней и нижней поверхностях удлиненных валунов. Собственно говоря, и утюгообразная их форма также становится понятной при таком механизме обработки.

Что касается валунов "неправильной", особенно изометричной, формы, то их обработка происходит существенно иначе. Отсутствие хорошо выраженного удлинения приводит к тому, что эти валуны, видимо, в ходе послойно-пластического течения могут переворачиваться. В результате все их стороны подвергаются примерно одинаковой обработке, приводящей к постепенному стесыванию острых углов и общему округлению валуна, приобретающего более или менее окатанную форму, внешне напоминающую аналогичные формы водной обработки. Поэтому валуны подобной формы, нередко встречающиеся в основных моренах, далеко не всегда могут толковаться как галька, заимствованная из слагающих ложе ледника водно-ледниковых или аллювиальных отложений, хотя именно такую возможность более всего необходимо иметь в виду.

При описанном механизме ледниковой обработки обломочного материала в движущейся основной морене неизбежно должно происходить его дробление и истирание. Естественно, роль этих процессов будет увеличиваться при все возрастающей плотности и увеличивающемся внутреннем трении морены. Поэтому описанная выше ледниковая обработка поверхности оказывается свойственной не только валунам, но и более мелким частицам. Просмотр под бинокуляром различных фракций основных морен Исландии показал, что пришлифованные грани, редкая штриховка, а также типичная "утюгообразная" форма частиц наблюдается во фракциях 3—2, 2—1, 1—0,5 и 0,5—0,25 мм. Аналогичное явление было обнаружено и в моренах в районе Углича—Андропова. Однако здесь в силу большей твердости слагающих обломки пород и минералов ледниковая обработка поверхности мелких частиц встречается значительно реже.

Таким образом, главным фактором, обусловливающим ледниковую обработку поверхности частиц обломочного материала, является большое внутреннее трение движущейся основной морены. Поэтому ее можно рассматривать как один из многих генетических признаков толщи, указывающий на условия отложения.

В заключение следует остановиться еще на одном типе валунов, присущих основным моренам, которые получили название плоско-выпуклых (Лавров, 1970). В зарубежной литературе скопления валунов этого типа, образующие как бы вымощенные ими поверхности, получили название штрихованных валунных мостовых (Chamberlin, 1895; Флинт, 1963). Характерной особенностью формы таких валунов является наличие резко стесанной плоской верхней грани, четко ограниченной от остальной поверхности валуна и покрытой, как правило, особенно ярко выраженной строго параллельной штриховкой, а иногда и глубокими шрамами, ориентированными в направлении движения ледника. Единичные плоско-выпуклые валуны или их скопления встречаются нередко в основании моренных горизонтов. В таком случае они часто бывают заглубленными в подстилающие рыхлые породы так, что их верхняя стесанная грань совпадает с постелью морены. При этом в породах ложа нередко удается наблюдать следы вдавливания валунов, выражющиеся в нарушении их первичной слоистости, огибающей его нижнюю часть. Такого же типа валуны встречаются внутри моренных горизонтов, располагаясь вдоль зон надвига, разделяющего моренные чешуи, или на контактах между двумя горизонтами морен. Очевидно, что верхние стесанные грани этих валунов были выработаны истирающим воздействием движущегося льда тогда, когда они сами оставались неподвижными или, во всяком случае, резко отставали от движения кроющего льда, являясь свидетелями его экзарационной деятельности. Образование валунных мостовых внутри толщи морены, как правило, связано со скольжением льда по плоскостям внутренних сколов. В этом случае они характеризуют одну из сторон динамической обстановки формирования самой толщи основной морены.

От стесанных валунов описанного типа следует отличать односторонне обработанные валуны, образующиеся при отщеплении блоков от скального ложа, обработанного истирающей деятельностью ледника. Оттор-

гнутый таким образом единичный блок породы, попадая в толщу льда, имеет одну интенсивно обработанную грань, без каких-либо следов обработки на других гранях (Holmes, 1941). Это обстоятельство может представлять интерес при анализе валунного материала основных морен, образовавшихся из мореносодержащего льда с незначительной насыщенностью обломочным материалом, когда дальнейшая его обработка в ходе переноса не проявляется сколько-нибудь интенсивно.

Наконец, следует упомянуть о встречающихся в моренах на первый взгляд совершенно необработанных ледником угловатых валунах. Появление их может быть обусловлено процессами дробления более крупных валунов, которые осуществляются в ходе транспортировки моренного материала движущимся ледником.

### ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ МОРЕН И ЕГО ФОРМИРОВАНИЕ

Как известно из опубликованных работ, гранулометрический состав основных морен характеризуется многофракционностью, несортированностью материала, выражающей отсутствие механической дифференциации составных частей, отсутствием в строении толщ каких-либо проявлений микроседиментационной цикличности. Все эти особенности обусловлены главным образом тремя факторами: составом захваченного ледником материала, зависящего от свойств пород ложа, дроблением и истиранием материала в ходе ледникового транспорта и смешением его при движении мореносодержащего льда. Рассмотрим значение каждого из них последовательно.

Поскольку гранулометрия морен зависит от состава пород ложа, меняющегося по пути следования ледникового покрова, она также может изменяться в достаточно широких пределах. В наибольшей степени влияние подстилающих пород оказывается на гранулометрическом составе локальных морен, которые испытали наименьший перенос и менее всего подверглись смешиванию. Столь же сильно оказывается оно на чешуйчатой морене и в краевых моренах, для которых свойственно чередование чешуй не ассимилированных пород ледникового ложа и валунных суглинков и супесей. В меньшей степени оно проявляется в монолитных моренах, где процессы смешивания имеют большее значение и в составе морены большую роль играет не только местный, но и дальноприносный материал. Если учесть все типы основных морен, включая и локальные, то можно утверждать, что для них свойственны самые неожиданные сочетания разнородных фракций: от валунов до пелитовых частиц. Своевобразие их гранулометрического состава станет еще более выразительным, если вспомнить, что закономерными членами основных морен являются различного размера отторженцы и чешуи пород ложа. При таком суммарном подходе можно целиком согласиться с весьма образной характеристикой гранулометрического состава основных морен, которая была дана Р. Флинтом (1963), отметившим, что они могут состоять в одном случае на 99% из глинистых частиц, а в другом — на 99% из крупных валунов, при любом сочетании обломков промежуточных размерностей. Однако для монолитной морены, которая представлена собственно новообразованными леднико-

выми осадками, подобная характеристика не является уже вполне верной. Даже там, где они развиты на ложе, сложенном из скальных кристаллических пород, и состоят из сравнительно недалеко перенесенных продуктов их разрушения, для них обычно свойствен грубосупесчаный состав основной массы, заполняющей все промежутки между валунами. Таковы сланцеватые основные морены Канадского и Балтийского кристаллических щитов, гранулометрия основной массы которых хорошо изучена. Большое содержание песчаных и алевритовых фракций не может быть отнесено преимущественно за счет дробления обломочного материала в ходе ледникового транспорта, поскольку длина пути его переноса невелика. По-видимому, в данном случае решающее значение принадлежит тому, что в экзарации скального ложа ведущую роль играет его истирание движущимся ледником, приводящее с самого начала к образованию больших масс тонкоизмельченных продуктов. Совершенно естественно, что там, где ледник двигался по ложу, сложенному рыхлыми и слабо сцепленными осадочными породами, плитчатые морены в еще большей степени обогащены мелкими частичками алевритовой и пелитовой размерности. При этом сильно глинистые морены являются все же редким исключением, так как обычно они состоят из смеси продуктов разрушения коренных пород достаточно различного гранулометрического состава.

Интенсивное дробление и истирание материала в процессе ледникового транспорта является вторым важнейшим фактором формирования гранулометрического состава основных морен. Именно с этим процессом часто связывают постепенное измельчение состава основных морен в направлении от центральных областей плейстоценовых материковых оледенений к их краевой зоне. Наиболее четко это положение было сформулировано в работе Е.В. Рухиной (1960) при обобщении материала изучения морен северо-запада СССР. Такое объяснение этого факта основано скорее на умозрительных соображениях, чем на прямых наблюдениях.

Дело в том, что как в Европе, так и в Северной Америке, выходя за пределы кристаллических щитов, материковые льды двигались уже по толщам осадочных пород платформенного чехла. Поэтому захват мелкозернистых продуктов, очевидно, играл гораздо большую роль в утоньшении гранулометрического состава морен, чем собственно процессы истирания обломочного материала. Более или менее отчетливо удается проследить лишь дробление валунов дальноприносных кристаллических пород. Оно проявляется уже просто в том факте, что крупные валуны гранитов, гнейсов и других пород фенноскандинавского происхождения в моренах, непосредственно примыкающих к Балтийскому щиту, встречаются весьма часто. В средней полосе европейской части СССР они уже более редки, а в пределах Днепровского и Донского языков максимального оледенения присутствуют преимущественно только небольшие фрагменты тех же пород.

Наиболее ярко дробление валунов выявляется на примере относительно малопрочных карбонатных пород. В этом отношении интересны данные А. Дрейманиса (Dreimanis, 1961) по Южному Онтарио, где ледниковое ложе сложено палеозоем, в составе которого преобладают

карбонатные породы, образующие кuestоподобные уступы, ориентированные поперек движения ледникового покрова. На расстоянии в несколько миль от этих уступов среди грубых обломков в морене начинает резко преобладать карбонатная составляющая. По мере удаления от коренного источника карбонатного материала максимум его содержания в морене постепенно перемещается в алевритовую фракцию. Еще легче разрушаются глинистые сланцы, слагающие примерно 1/5 исследованной площади Южного Онтарио. Эти породы чрезвычайно быстро переходят в алевритовую фракцию, почти нацело отсутствуя в галечной фракции морены. По расчетам А. Дрейманиса, для истирания сланцев в толще движущегося льда необходима транспортировка всего в 10—15 миль. По данным Е.В. Рухиной (1972), на погребенном карбоновом глинте Валдайской возвышенности содержание карбонатных пород в гравийной фракции морены в непосредственной близости от уступа достигает 75%. Но уже в 5 км южнее глинта (все еще в пределах распространения карбонатных пород) их количество снижается до 20%.

В процессе ледниковой транспортировки изменяется также содержание прочных пород. По мере движения к югу среди них намечается общая тенденция к переходу в более мелкие галечные и гравийные фракции, что хорошо было показано в Литве и Белоруссии (Гайгалас, 1965).

Вообще трудно сказать, до каких пределов идет дробление и истирание обломочного материала при ледниковом переносе. В этом отношении в литературе существуют достаточно разноречивые мнения. Так, например, Е.В. Шанцер (1966) в качестве предположения высказал мысль о том, что поскольку продукты дробления занесенные из центра оледенения, в наибольшей степени присутствуют в песчаной и алевритовой фракциях, то именно эти размерности и могут явиться предельно возможными стадиями измельчения продуктов разрушения твердых пород. Подобных же представлений придерживается и Е.В. Рухина (1972). И. Элсон (Elson, 1961) считает, что зерна алевритовой и пелитовой размерности не разрушаются, поскольку они меньше размеров кристаллов льда. Тонкий материал концентрируется между и вокруг кристаллов льда, а также на гальках и крупных обломках, что предохраняет его частицы от непосредственного контакта.

Интересные данные по этому вопросу, обоснованные фактическим материалом, содержатся в работе Е.А. Дрейманиса и У. Вагнерса (Dreimanis, Vagners, 1963), которые изучали изменения в гранулометрическом составе морены по разным подстилающим породам Южного Онтарио в Канаде. Эти исследователи показали, что разные породы и минералы имеют различную скорость истирания и различные "конечные" размерные классы. Так, доломиты достигают максимума содержания в крупноалевролитовой фракции примерно на сороковом километре от своего коренного выхода вблизи Ниагарского водопада, а затем их содержание остается постоянным (около 10%) на протяжении по крайней мере 100 км. Таким образом, конечный класс обломков доломита в морене соответствует размерности крупного алеврита. Для кварца размерность конечного класса установлена в 0,03—0,05 мм, для кальцита — 0,001—0,008 мм, для тяжелых минералов — 0,06—0,25 мм (Dreimanis, 1969, 1971).

Проведенное нами изучение шлифов показано, что следы активного движения материала свойственны всем размерностям частиц, содержащихся в морене. Это позволяет предполагать, что и процессом истирания материала должны быть затронуты все гранулометрические фракции, особенно если учесть значительную уплотненность, приобретаемую мореной еще в ходе движения подо льдом. Степень этого уплотнения была такова, что, вопреки мнению И. Элсона, даже тонкие частицы должны были соприкасаться друг с другом и испытывать взаимное трение.

Свойственная пелитовым и алевритовым частицам ориентировка длинных осей по направлению движения ледника указывает на их неизбежное относительное смещение. Можно думать, что и они в какой-то мере могут подвергаться разрушению в процессе движения ледника. Прямых наблюдений в этом отношении имеется пока немного. Р. Ситлер (Sitler, 1963) отмечает, что в шлифах под микроскопом иногда можно видеть, от каких пород отделился тот или иной материал. В отдельных случаях зерна минералов буквально лишь несколько сотых или десятых долей миллиметра оказываются удаленными от обломочка материнской породы. Очень интересные данные опубликовали Е.В.Шумилова и Ф.С.Бузулуцков (1971), которые изучали тонкие шлифы морен Приенисейского района. Они отмечают, что обломочки мезозойских тонкочешуйчатых перекристаллизованных глин часто раздавлены, деформированы и разорваны по трещинам. Для контактовых зон морен с подстилающими породами обычно хорошо заметна брекчированность, а также "разорванность" и "растерзанность" глинистых частиц. В шлифах морен района Углича нам также удалось наблюдать явления дробления и разрушения отдельных минералов и мелких обломков пород (Лаврушин, 1976).

Интересные данные о формировании вещественного состава основных морен получены при изучении ледниковых отложений на Камчатке и в Исландии. Характерной чертой геологического строения районов современных вулканических извержений является практически повсеместное распространение свежих вулканических пород и отсутствие или очень незначительное развитие осадочных. Исследование строения и вещественного состава основных морен на неизмененных вулканитах отчетливо показало, что образование их сопровождается интенсивным измельчением и истиранием захваченного льдом материала.

Основные морены Исландии встречаются на различных стратиграфических уровнях плиоценена и плейстоценена, представляя собой отложения крупных ледниковых покровов, достигавших в отдельных случаях мощности более 1000 м.

Особенности вещественного состава кластических компонентов основных морен Исландии определяются довольно однообразным петрографическим составом подстилающих пород. Это — главным образом различные типы базальтов и рыхлые стекловатые базальтовые гиалокластиты и туфы. Первые широко развиты на всей территории Исландии. Толщи, сложенные стекловатым базальтовым материалом, распространены только в пределах центральной тектонической депрессии, пересекающей остров с севера на юг и юго-запад. Соответственно

по составу обломочного материала выделяются три типа основных морен. Первый, наиболее широко развитый среди толщ платобазальтов, сложен главным образом продуктами дезинтеграции различных базальтовых лав. Это литокристаллокластический тип основных морен. В строении второго, распространенного главным образом в пределах центральной тектонической депрессии, большую или главенствующую роль играют обломки базальтового стекла. Это — витрокристаллокластический тип морены. Третий, литокристалловитрокластический, тип основных морен отличается тем, что базальтовый материал присутствует, но не играет существенной роли.

На Камчатке даже в периоды максимального оледенения в области крупных вулканических массивов ледниковые покровы не достигали большой мощности и протяженности, оставаясь по существу долинными ледниками, спускавшимися из ледяных шапок — центров оледенения по склонам вулканов, образуя ледники подножий. По сравнению с Исландией ледники перерабатывали здесь более широкий спектр вулканических пород (от базальтов до риолитов), в составе которых, даже в пределах базальтовых построек, нередко очень большая роль принадлежала разнообразным вулканокластам (агломератам, брекчиям, шлакам, туфам). В настоящей работе использованы данные по основным моренам, расположенным в пределах и в окрестностях Ключевской группы вулканов. Здесь в составе обломочного материала морен преобладают средние и основные вулканиты. Современные и голоценовые морены изучались на склоне Ключевского вулкана.

В строении ложа верхнеплейстоценовых основных морен, развитых в пределах Ключевской группы вулканов и ее окрестностей, основную роль играют базальты, андезито-базальты и андезиты и значительно реже более кислые вулканиты. Помимо лав, даже на базальтовых вулканитах нередко широко распространены различные рыхлые продукты извержений. Большое разнообразие петрографического состава вулканитов этого района нашло свое отражение и в составе основных морен. Кластический материал морен представлен главным образом продуктами базальтовых, андезитовых и реже дацитовых лав и разнообразных шлаков и продуктов их дезинтеграции (вулканическим стеклом, забитым рудной пылью и микролитами плагиоклазов, обломками плагиоклазов, пироксенов, реже оливина). Чистое вулканическое стекло встречается редко. Такой набор обломочного материала соответствует литокристаллокластическому типу исландских морен, но состав обломков на Камчатке отличается большим разнообразием.

Формирование гранулометрического состава основных морен в районах активного вулканизма зависит не только от состава подстилающих пород. Здесь в верхней части толщи современных ледников нередко встречаются хорошо выраженные слои, обогащенные захороненной тefрой, выпавшей на поверхность льда. Количество и мощность прослоев тefры зависят от особенностей вулканической деятельности.

В районах преимущественно эфузивной вулканической деятельности в Исландии слои тefры в теле современных ледников встречаются достаточно редко, а мощность их, как правило, не превышает первых сантиметров. Там, где вулканы извергают большое количество экспло-

зивного материала, мощность и количество прослоев тефры во льду увеличиваются. Однако изучение современных и верхнеплейстоценовых основных морен Камчатки показывает, что формирование таких прослоев происходило в том случае, если тефра выпадала в области питания ледника. Тефра, выпадающая за пределами этой области, транспортируется, оставаясь на его поверхности, и не захороняется в ледяной толще.

Гранулометрический состав пирокластического материала, содержащегося в верхней части движущегося льда, определяется закономерностями, присущими золовой дифференциации. Чем дальше от источника извержения выпадает тефра, тем больше она обогащается тонкими фракциями. Сопоставление гранулометрического состава базальтовой гидроэксплозивной тефры, выпавшей в 1964 г. на склон вулкана Суртсей в Исландии, и слоя такого же происхождения, захороненного в верхней толще ледника Брейдамеркурье кудль, показало, что в теле вулкана больше грубой тефры, а содержание фракции  $<0,01$  мм практически одинаково в обоих случаях. Наблюдающееся различие объясняется тем, что тефра, взятая из толщи ледника, выпала на удалении от вулкана и, следовательно, в результате золовой дифференциации "обогатилась" более легкой и тонкой частью гранулометрического спектра. В то же время близкое содержание фракции  $<0,01$  мм определенно указывает на то, что существенной переработки и истирания пеплового материала в верхней части движущегося льда не происходило. Это подтверждается также и тем, что только на поверхности некоторых пепловых частиц при электронно-микроскопическом исследовании обнаружены следы динамического воздействия на них ледника — штришки и царапины, образовавшиеся при перемещении пепловых частиц вместе с движущимся льдом.

Значительно более интенсивное дробление и истирание моренного материала происходит в нижней части толщи движущегося льда. Сравнение структуры и гранулометрического состава тефры исландских и камчатских вулканов и местных основных морен показало, что в процессе формирования морен это приводит к заметному увеличению содержания в них тонких фракций по сравнению с пирокластикой, выпадающей в области оледенения. Так, пеплы, выпавшие в голоцене в пределах распространения верхнеплейстоценовых морен Камчатки, в среднем содержат не более 5% пелитового материала. В верхнем плейстоцене во время извержений на поверхность ледников и ледникового ложа поступало примерно такое же количество пепла пелитовой размерности. Поэтому можно думать, что более высокое (до 10—15%) содержание пелитовой фракции в матриксе развитых здесь основных морен возникло, очевидно, в процессе перетирания движущимся льдом алевритовых, песчаных и более крупных обломков лав, шлаков, вулканического стекла, плагиоклазов, пироксенов и других компонентов вулканических пород. Матрикс как лито-, так и витрокластических типов основных морен Исландии, возникших за счет вулканитов, практически не отличается по гранулометрическому составу от матрикса основных морен материковых оледенений Европейской части СССР (рис. 1). Если же учесть, что значительная, если не большая, часть пелитового материала

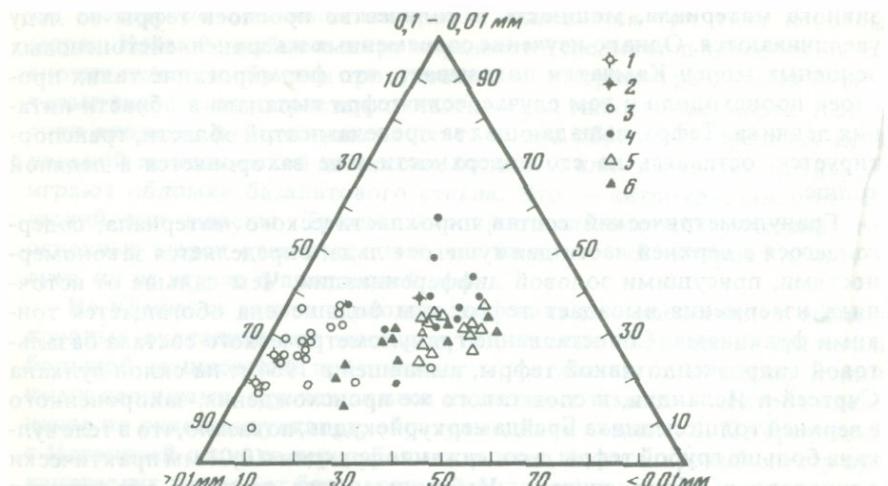


Рис. 1. Гранулометрический состав заполнения основных морен Камчатки, Исландии и Русской равнины

1, 2 — мелкозем из мореносодержащего льда: 1 — на склоне Ключевской сопки, 2 — ледники Брейдамеркурйекудль; 3—6 — основные морены: 3 — Камчатки, 4 — Исландии, 5 — района г. Углича, 6 — района пос. Янтарный

основных морен европейской части СССР была заимствована "в готовом виде" из подстилающих глинистых толщ, то станет совершенно очевидным, какую огромную роль играет ледниковое истирание в процессе формирования не только песчаной и алевритовой, но и пелитовой фракции морен крупных ледниковых покровов. Чем меньше размеры ледника, тем меньше эффект истирания. Например, гранулометрический спектр заполнителя мореносодержащего льда и матрикса верхнеплейстоценовых основных морен Камчатки, включающих, помимо обломков и лав, большое количество сильно пористых витробазальтов, шлаков, характеризуется явным преобладанием песчаного материала; его больше всего в моренном материале маленьких современных ледников (см. рис. 1).

Структурный характер обломочного материала, конечно, играет определенную роль в формировании гранулометрического состава основных морен. Так, пористый вулканокластический материал шлаков и стекла измельчается в толще движущегося льда быстрее, чем обломки плотных лав. Но сравнение гранулометрического состава морен относительно небольших ледников Камчатки и крупных ледниковых щитов Исландии показывает, что интенсивность переработки скального и рыхлого вулканокластического материала зависит в основном от мощности покровов, дальности транспортировки и, следовательно, длительности переработки захваченного обломочного материала.

В мощных толщах основных морен Исландии и Камчатки очень часто можно видеть разнообразные следы динамического воздействия движущегося льда на заключенный в нем пирокластический и обломочный материал. Это следы раздробления и растаскивания мелких обломков лав, стекла и шлака между более крупными и прочными кусками лавы,

концентрирование тонкораздробленного и тонкорастертого материала вокруг более прочных обломков, выдавливание тонкорастертого материала из зоны дробления и истирания, следы пластического движения тонкорастертых обломков внутри слоя моренного материала, перемещение его по плоскостям плитчатой отдельности.

Валуны, галька и даже песчаные частицы основных морен Исландии и Камчатки очень часто окутаны полностью или частично маломощной каемкой (0,3—0,5 мм), состоящей из плотноупакованного алеврит-пелитового материала. В шлифах иногда можно видеть, как эта кайма "обволакивает" песчаные зерна, напоминая описанные Р. Ситлером и С. Чапманом (Sitler, Chapman, 1955) зоны облекания песчаных зерен морены глинистым материалом. Следует особо подчеркнуть, что в моренах Исландии и Камчатки подобные каемки совершенно лишены глинистых минералов. Они состоят только из продуктов дезинтеграции различных вулканических пород. Анализ строения каемок в шлифах позволил прийти к выводу, что образование их связано с дроблением, растаскиванием и истиранием мелких обломков в процессе послойно-дифференцированного движения мелкозема в зоне облекания более крупных обломков. Наиболее интенсивное истирание на границе мелкозем—обломок происходит потому, что движение материала здесь совершается по плоскостям тончайших микрослойков, перемещающихся друг относительно друга с различной скоростью, представляя собой, таким образом, аналог процесса милонитизации (Гептнер, 1980).

В целом можно полагать, что наиболее интенсивное дробление и истирание все же испытывает относительно грубый обломочный материал. Присутствие местами в морене хорошо сохранившихся зерен пыльцы, панцирей диатомовых и раковин фораминифер, имеющих размерности, близкие к алевритовым, показывает, что уже частички этой фракции могут, по-видимому, избегнуть в какой-то степени истирания даже при переносе на значительное расстояние. Более определенно можно судить о степени дробления и истирания мелковалунных, галечных, гравийных и песчаных фракций. В специальном разделе мы уже говорили о форме ледниковых валунов и о наличии на их гранях штриховки. Следует добавить, что при просмотре под бинокуляром отмытой из морены песчаной фракции на зернах отдельных минералов и обломках пород также бывает хорошо заметна ледниковая обработка в виде пришлифовки и штриховки. Все это указывает на интенсивную механическую обработку содержащегося в основании ледника моренного материала. Следы интенсивного динамического воздействия льда, приводящие к дроблению валунов, отмечены Р. Флинтом (1963). К ним Р. Флинт относит четкие радиальные трещинки, которые иногда имеются на некоторых валунах в моренах. По-видимому, этим же процессом можно объяснить наличие в моренах Русской равнины валунов кристаллических пород, рассыпающихся на мелкие обломки или дресву, тогда как рядом располагаются достаточно прочные валуны тех же самых пород. Можно думать, что в процессе транспортировки цыне рассыпающиеся валуны попали в зону более высокого давления, возможно, между другими крупными обломками, содержащимися в мореносодержащем льде, были подвергнуты раздавливанию и дроблению, способствовав-

шим в дальнейшем их избирательному разрушению процессами гипергенеза.

Наконец, с тем же процессом дробления связано наличие иногда в моренах валунов, на которых из-под штриховки, параллельной их длинной оси, простирается более ранняя штриховка, располагающаяся под углом или даже почти перпендикулярно к первой. В некоторых случаях удается наблюдать, как эта более ранняя штриховка обрывается в крест одной из боковых граней, почти не несущей следов ледниковой обработки. Подобные факты можно рассматривать только как прямое доказательство раскола валуна, длинная ось сохранившегося обломка которого не совпадала с длинной осью исходного целого валуна.

Хотя масштабы процессов дробления и истирания обломочного материала нельзя недооценивать, ледник не следует все же рассматривать как своеобразный жернов, который абсолютно все перемалывает до размеров какой-то определенной фракции. Наличие в моренах валунов непрочных пород, линз рыхлого материала, растительных остатков, легко разрушающихся остатков наземной и морской фауны убедительно показывает, что процессы дробления и истирания проявляются не везде одинаково и сама по себе толща мореносодержащего льда с точки зрения динамики процесса является весьма неоднородной. Поскольку эта проблема остается до сих пор недостаточно разработанной, в настоящее время можно высказать лишь некоторые общие соображения.

Представляется очевидным, что наиболее активным истирание должно быть на надвиговых плоскостях скола и поверхностях скольжения, возникающих при послойно-пластичном течении мореносодержащего льда. Это частично находит свое подтверждение в том, что на последних иногда удается наблюдать описанные выше "резанные" валуны и гальку. В промежутках между плоскостями скольжения деформации пластического сдвига, по-видимому, развиваются более плавно и соответственно трение между моренными частицами проявляется менее интенсивно. Скорее всего, они слабо проявляются внутри отторженцев до тех пор, пока не оказываются резко деформированными и растищеными. Только этим можно объяснить присутствие в моренах местами более или менее хорошо сохранившихся остатков макрофaуны — ростров белемнитов, раковин аммонитов, двустворчатых моллюсков и т.п. Сохранность их в моренах ни в коем случае не противоречит ледниковому транспорту, что подтверждается соответствующими наблюдениями (Лаврушин, 1976).

Состав пород ложа и процессы дробления и истирания захваченного обломочного материала в конечном итоге определяют возможные размеры частиц. Однако в окончательном формировании гранулометрического состава морены решающую роль играет смешение моренной массы, происходящее при движении мореносодержащего льда. Большое значение имеют при этом описанные процессы смешения по поверхностям внутренних сколов и явления выдавливания и складкообразования. Но, конечно, ведущим фактором смешения является послойно-пластическое течение. Возникающие в его ходе поверхности скольжения никогда не являются строго параллельными, благодаря чему разделяющиеся

ими слои мореносодержащего льда многократно надвигаются друг на друга. Как мы видели, внутри самих этих слойков возникают микронадвиговые текстуры "полос скольжения", развитие которых также приводит к перераспределению моренных частиц. Наконец, важным фактором является неоднородность пластических свойств чередующихся в разрезе слоев льда, связанная с разным содержанием и неодинаковым составом заключенного в них обломочного материала. Так, по наблюдениям Дж. Свинсона (Swinzon, 1962), на северо-западе Гренландии слойки льда, обогащенные тонкими пелитовыми частицами, выдавливались из стенок пройденного в леднике туннеля, образуя на них карнизы. Наоборот, слои, обогащенные грубым материалом, оказывались менее пластичными и при общей деформации поперечного профиля туннеля отставали от него, образуя на его стенках выемки. В толще движущегося мореносодержащего льда это приводит к постепенному выжиманию и растаскиванию более пластичных, обогащенных глинистыми частицами прослоев. Форма растаскивания их, естественно, зависит прежде всего от физических свойств породы. Но даже у таких пластичных пород, каковыми являются черные юрские глины Верхнего Поволжья, утонение захваченных ледником прослоев происходит не до бесконечности. Достигнув какого-то предела утонения, они начинают терять свою сплошность благодаря возникающим разрывам. В конечном итоге происходит постепенное смешение содержащегося в отдельных прослоях инородного материала с материалом соседних слоев.

Можно подумать, что в целом подобное перемешивание происходит, по-видимому, достаточно быстро. Во всяком случае, уже маломощные сланцеватые морены Финляндии, несмотря на довольно небольшую дальность переноса материала и большую неоднородность пород ложа, в общем характеризуются довольно заметной осредненностью состава основной их мелкоземистой массы на значительных площадях. Это хорошо отражается в близком ходе большинства кривых на кумулятивных гранулометрических графиках. В еще большей степени подобную картину можно проследить на плитчатых моренах областей, более удаленных от центра оледенения.

Как это ясно из анализов гранулометрического состава основных морен, содержащихся в громадном количестве в опубликованных работах, содержание различных фракций может колебаться в них в достаточно широких пределах. Но вместе с тем для толщ валунных супесей или суглинков фаций послойно-дифференцированного пластического течения, отличающихся хорошим перемешиванием материала, имеется достаточно четко выраженная особенность гранулометрического состава, выражющаяся в том, что его кривые чаще всего являются бимодальными, реже многомодальными (Dreimanis, 1959; Flint, 1971; Лаврушин, 1976). Относительная выдержанность гранулометрического состава плитчатых морен Русской равнины и преобладающая роль в них песчаных и алевритовых фракций послужили Е.В. Рухиной (1960) поводом считать их породами, в какой-то мере сортированными. С такой их характеристикой трудно согласиться. Малое содержание в моренах грубообломочных и глинистых фракций не означает еще, что материал, из которого они образовались, действительно испытал какую-то сорти-

ровку. Как раз наоборот, осредненность их состава для больших площадей есть результат прямо противоположного процесса смешения захваченных ледником продуктов разрушения пород ложа, среди которых уже преобладали песчано-алевритовые фракции. Пожалуй, единственным проявлением зачаточной механической дифференциации в ходе формирования основной морены является процесс отсадки песчано-алевритовых присыпок при образовании голубых лент и шлифов реже ляционного льда на поверхностях отдельности. Но никакой существенной роли в образовании общего гранулометрического состава морены этот процесс, по сути дела, не играет. Как было уже сказано, обусловленная им плитчатость также не может рассматриваться как разновидность седиментационной слоистости. Не может она рассматриваться и как проявление седиментационной микроритмичности вообще, поскольку никакого закономерного изменения гранулометрии внутри плиток по вертикали не наблюдается. Таким образом, мы считаем в целом более правильным использовать для основных морен обычное их определение как толщ несортированных осадков.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МОREN

Вещественный состав основных морен рассматривается в многочисленных работах как советских, так и зарубежных исследователей. Только за последние годы обстоятельные материалы по этим вопросам были в большом числе опубликованы в советской геологической литературе (Рухина, 1960, 1966а, б, 1972; Орвику, 1958, 1961; Раукас, 1962, 1963, 1972; Раукас, Рейнтман, 1965; Гайгалас, 1964, 1965; Астапова, 1968, 1969; Лукашов, Астапова, 1971; Дорофеев, 1961; Климашкаускас, 1965; Коншин, 1964; Коптев, 1961, 1966; Лукашев В.К., Лукашев К.И., 1975; Матвеев, 1971; и многие другие). Кроме того, в подавляющем большинстве работ, касающихся ледниковых отложений, всегда приводятся данные, характеризующие их минералогический, а иногда и химический состав. Это значительно упрощает нашу задачу и позволяет, не излагая фактических данных, которые легко почерпнуть из указанной литературы, остановиться только на динамическом аспекте формирования минерального состава обломочного материала, из которого образуются основные морены в процессе ледниковой транспортировки.

Вещественный состав морен в целом отражает состав пород ледникового ложа на пути следования ледника, являясь многокомпонентным как в петрографическом, так и в минералогическом отношениях. Характерной его особенностью является сложное и изменчивое сочетание дальнеприносного (эрратического) и местного материала, по соотношению которых прежде всего и различаются литологические типы морен. Крайними вариантами их является, с одной стороны, локальная, а с другой — плитчатая и сланцеватая морены. В первом случае решительно господствует местный материал. Во втором — морена образуется в ходе длительного перемешивания продуктов разрушения пород, собранных с обширной площади. Поскольку локальные морены отражают лишь первые стадии захвата и перемещения

ледником обломочного материала, в дальнейшем мы оставим их вне рассмотрения и, говоря о вещественном составе основных морен, будем иметь в виду лишь плитчатые и сланцеватые основные морены, сложенные типичными ледниковыми осадками. Соотношение дальноприносного и местного материалов особенно хорошо иллюстрируют многочисленные опубликованные материалы по моренам северо-запада Русской равнины, для которых достаточно четко различаются два главных компонента — эрратический материал фенноскандинавского происхождения и местный материал, заимствованный из пород чехла платформы.

От места к месту относительная роль продуктов, поступающих из разных областей питания, не остается постоянной, хотя колебания в их соотношении для обширных площадей часто оказываются и не очень значительными. Это очень хорошо прослеживается на примере петрографического состава валунов. Так, например, в районе Углича скандинавские валуны в среднем составляют 25—30% во всех трех верхних моренах. В то же время в Белоруссии валуны осадочных пород могут составлять 50—80%, а соответственно скандинавских — 50—20% (Лукашов, Астапова, 1971). В моренах Литвы среди валунов преобладают местные осадочные породы (70—80%), а скандинавские составляют примерно 30—20% (Гайгалас, 1965). Однако в ряде районов можно наблюдать достаточно изменчивое соотношение дальноприносного и местного материала даже в близко расположенных разрезах одной и той же морены. Подобные изменения в составе основных морен зависят от многих факторов, важнейшими из которых являются внутренняя динамическая структура ледника наряду с составом пород и рельефом ложа. Надо также учитывать, что истирание обломочного материала по мере его транспортировки оказывает влияние не только на гранулометрический спектр морен, но и на изменение минералогического состава моренного мелкозема.

В этом отношении весьма показательны данные, которые приводят в своих работах А. Гайгалас (1965), А. Дрейманис и У. Вагнерс (Dreimanis, Vagners, 1963), Дж. Гилберг (Gillberg, 1967) и У. Гаррисон (Harrison, 1960). Работы этих исследователей показали, что основные морены внутренних частей ледниковых лопастей оказались значительно больше обогащенными местными породами, а в межлопастных пространствах преобладает дальнеприносной материал. Это вполне понятно, поскольку в ледниковых лопастях в большей степени развита местная экзарация ледникового ложа. Наоборот, в межлопастных областях ледникового покрова местная экзарация сведена к минимуму и именно поэтому в них должен преобладать дальнеприносной материал.

Указанная закономерность позволила подойти к расшифровке динамической структуры плейстоценового ледникового покрова на юге провинции Онтарио в Канаде (Dreimanis, Vagners, 1963). Здесь морена ранее выделявшейся лопасти Сагинов, расположенной между озерами Гурон и Мичиган, оказалась значительно обогащенной дальнеприносным докембрийским материалом, что привело к выводу о межлопастном положении данного участка позднеплейстоценового ледникового покрова.

Влияние рельефа ледникового ложа на формирование вещественного состава морен освещено для территории нашей страны в той или иной мере в работах А. Раукаса (1963), Е.В. Рухиной (1960, 1972), К.И. Орвику (1961б), А. Гайгаласа (1964). Из работ зарубежных исследователей по этому вопросу следует упомянуть Ф. Ваншаффе и Ф. Шухта (Wahnschaffe, Schucht, 1921), Дж. Слейтера (Slater, 1927), А. Дрейманиса (Dreimanis, 1963). Во всех этих работах отмечается значительная роль выступов подледникового рельефа.

Много интересных в этом отношении данных по Русской равнине приводит Е.В. Рухина (1960, 1972). Е.В. Рухина и А. Дрейманис (Dreimanis, 1964) обратили внимание также на то, что состав морен закономерно меняется по мере увеличения расстояния от выступов ложа, служивших очагами захвата пород. Как уже было сказано в предыдущем разделе, их данные свидетельствуют, например, о быстром истирании обломков карбонатных пород и сланцев на сравнительно коротком пути переноса от коренных источников и о переходе продуктов их дробления в тонкие алевритовые фракции. Одновременно в связи с процессами смешения происходит и общее разубоживание содержания местного материала, так что морена оказывается обогащенной им лишь в пределах ограниченных по площади шлейфов, примыкающих к выступам ложа с дистальной их стороны. Наряду с этим А. Дрейманис (Dreimanis, 1971) и Е.В. Рухина (1972) отмечают, что роль дальноприносного материала увеличивается и снизу вверх по разрезу моренного пласта, по мере удаления от непосредственно го контакта с местными коренными породами.

Если отвлечься от этих местных отложений, то мелкозем основной морены представляет собой как бы среднюю пробу, характеризующую минералогический состав пород зоны, по которой двигался ледниковый покров. В составе песчано-алевритовой части основных морен можно выделить при этом три компонента — транзитные минералы, минералы местных пород и вторичные минералы, возникшие в диагенезе или гипергенезе. Здесь мы остановимся только на первых двух компонентах, слагающих основную массу морены. Влияние подстилающих пород в моренах скандинавских ледниковых покровов ярко отражается на выходе тяжелой фракции. По Е.В. Рухиной (1972), в пределах Балтийского щита она составляет 3—5%, иногда — до 15%. В моренах, распространенных на Русской равнине, ее выход редко превышает 1%, что связано с разубоживанием местным материалом. Минеральный состав морены чутко реагирует на изменения геологического строения ложа. В пределах Русской платформы она обогащается на карбонатных породах, в основном, кальцитом, на песчано-глинистых отложениях девона — кварцем и слюдой, на ордовикской глауконитовой толще — глауконитом, на отложениях вендского комплекса — сидеритом (Рухина, 1972).

Некоторые представления об относительной роли скандинавских и подстилающих пород в минералогическом спектре мелкопесчаной фракции (0,25—0,1 мм) можно получить из коэффициента влияния скандинавских пород, предложенного С.А. Астаповой (1968, 1978) и представляющего собой отношение суммы минералов скандинавских

пород к сумме минералов местных осадочных пород тяжелой фракции. Он позволяет выявить, в частности, что в Белоруссии обнаруживается тенденция увеличения роли скандинавского материала от более древних морен к молодым. Это вполне понятно, поскольку во время более поздних оледенений материковые льды двигались в значительной мере по ранее возникшим ледниковым отложениям, изолировавшим их от прямого контакта с местными коренными породами и уже обогащенным скандинавским материалом. Необходимо, однако, иметь в виду, что коэффициент влияния скандинавских пород дает сугубо приближенную картину, поскольку отражает состав лишь одной тяжелой фракции. Это усугубляется еще и тем, что выход последней из морен Русской платформы вообще крайне ничтожен. С.А. Астапова ограничивалась анализом размерной фракции 0,25—0,1 мм. Между тем местные породы, как правило, легко разрушаются и в значительной мере состоят из минералов более мелких фракций, которые как раз остаются неучтенными. Более полными являются данные А. Климанашускаса (1965), изучавшего минералогию морен юго-восточной Литвы. По его материалам основная масса мелкозема морен — от мелкопесчаной до глинистой фракций — сложена минералами, заимствованными из осадочных пород территории Прибалтики. Крупно-песчаная часть мелкозема, наоборот, образовалась в большей степени за счет приноса материала из Скандинавии, что особенно хорошо видно на минералах тяжелой фракции. При этом А. Климанашускас (1965) ссылается, в частности, на амфиболовы, составляющие до 65% тяжелых минералов и сосредоточенные во фракции 0,25—0,05 мм. Такие крупные амфиболовы в осадочных породах Прибалтики отсутствуют. Аналогичная закономерность была отмечена этим исследователем в отношении гранатов.

Значительную роль мягких подстилающих пород в формировании минералогического спектра основных морен подчеркивают А. Дрейманис и У. Вагнерс (Dreimanis, Vagners, 1963). На тех же участках, где ледниковое ложе сложено относительно более прочными породами, роль их в вещественном составе не является столь большой. Эти исследователи отмечают, что местные карбонатные породы (доломиты) в Онтарио не преобладают в морене, что противоречит общему убеждению, основанному на их большом содержании в грубых, легко определимых фракциях. В исследованных образцах грубая часть действительно состояла на 70—95% из доломита, даже если общее содержание его было меньше 50%.

Соотношение дальноприносного и местного материала в моренах может резко меняться даже на незначительных расстояниях в связи с поступлением новых продуктов разрушения податливых пород ложа (Dreimanis, Vagners, 1963). Относительное постоянство минералогического состава можно встретить только в пределах довольно ограниченных районов, где формирование морены происходило в более или менее однородных динамических условиях и состав коренных пород существенно не менялся.

Изменения направления движения ледника во времени также сказываются на минералогическом составе морен. Особенно это относится

к разновозрастным моренным горизонтам, которые в данном определенном районе могут существенно отличаться по своей минералогии. Это явление отмечалось многими исследователями и нередко используется при ближней стратиграфической корреляции разрезов плейстоцена.

Многие входящие в состав основных морен обломочные минералы концентрируются преимущественно в определенных гранулометрических фракциях. Особенно хорошо эта закономерность обнаруживается по материалам белорусских и прибалтийских исследователей (Климанкаускас, 1965; Лукашов, Астапова, 1971). Например, наиболее распространенный кварц присутствует во всех фракциях, но наиболее обогащает песчаные. Полевые шпаты концентрируются в мелкоалевритовой фракции (0,05—0,01 мм). К песчаным фракциям (0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм) приурочены также максимальные концентрации амфиболов, гранатов, пироксенов, окислов и гидроокислов железа. Наоборот, максимальное содержание черных рудных минералов (ильменит и магнетит), а также рутила, циркона, эпидота, пирита обычно приурочено к алевритовым фракциям (0,1—0,05 и 0,05—0,001 мм) (Климанкаускас, 1965). Это явление обусловлено двумя причинами. Первая из них заключается в преобладающих размерностях кристаллов в исходных породах. Так, рутил, циркон, ильменит и ряд других акессорных минералов уже в материнских кристаллических породах встречаются практически исключительно в виде очень мелких кристаллов. Поэтому в более крупные, чем алевритовая, фракции они могут попадать только в виде сростков. Вторая причина состоит в истирании при ледниковом транспорте, при котором происходит дробление зерен, особенно с хорошо выраженной спайностью. Прежде всего это касается полевых шпатов, начальные размеры кристаллов которых в кристаллических породах обычно довольно велики, тогда как в морене их наибольшая концентрация связана с мелкоалевритовой фракцией. В еще большей степени это относится к обломочным легко истирающимся карбонатам, имеющим малую твердость.

Оценить относительно значение обеих причин в настоящее время трудно, особенно учитывая большую роль в формировании минералогического спектра морен осадочных пород, материал которых подвергся значительной механической дифференциации. Однако при изучении минерального состава морен необходимо считаться с тем фактом, что их мелкопесчаные и крупноалевритовые фракции являются наиболее полимиктовыми.

Многие исследователи считают, что прямым указанием на влияние пород ложа может служить окраска морен (Яковлев, 1954; Рухина, 1960; 1972; Матвеев, 1971; Крыговский, 1966; Орвику, 1958). Так, преимущественно красновато-бурые окраски морен средней полосы Русской равнины не без основания связывают с их обогащением продуктами разрушения девонских и пермо-триасовых красноцветов. В бассейне р. Вычегды нижняя морена, датируемая здесь днепровским оледенением, сложена материалом, принесенным из Урало-Тиманской области и Печорской низменности, и окрашена в буровато-серые тона. Вышележащая морена, датируемая как московская, наоборот,

отложена ледником, двигавшимся из пределов Балтийского щита, и окрашена в красновато-бурые тона за счет захвата верхнепермских и триасовых красноцветов. Прямые свидетельства обогащения ее материалом этих пород можно наблюдать в ряде разрезов по Северной Двине.

В целом анализ вещественного состава морен, особенно на обширных пространствах платформ, сложенных осадочными породами, показывает, что в них резко преобладают местные породы. В этом отношении можно назвать все основные морены, с небольшим преувеличением, в какой-то степени локальными (Лаврушин, 1980).

## Глава IV

### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОДЛЕДНОДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ КАРБОНАТНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ И ИХ ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ

При исследовании основных и конечных морен, а также нарушенных ледником флювиогляциальных образований плейстоцена были выявлены многочисленные новообразования карбонатов, рассматриваемые нами как подледнодиагенетические. Источником их возникновения в моренах послужил кластогенный карбонат, перераспределившийся в ходе ледового седименто- и литогенеза под воздействием двух основных типов вод. Во-первых, талые режеяционные воды всегда содержат в своем составе  $\text{CO}_2$ , необходимый для растворения карбонатного материала. Во-вторых, под действием ледниковой нагрузки возможен прорыв вверх по ослабленным зонам внутрь формирующейся морены подледниковых подземных вод, обогащенных  $\text{CO}_2$ .

Чрезвычайно важным обстоятельством, выявленным в процессе изучения морен, оказалось то, что все установленные нами типы карбонатных новообразований оказались приуроченными к вполне определенным динамическим зонам моренного покрова (рис. 2). Установлено, что наиболее интенсивно процессы перераспределения карбонатов развиты на участках моренного покрова или дислоцированных пород ложа, которые в процессе движения испытывали наибольший стресс. Это в первую очередь участки покрова, сложенные породами фации чешуйчатых морен, фации крупных отторженцев, а также конечные морены. Карбонатные новообразования на этих участках представлены: выделениями пелитоморфного карбоната в моренном суглинике, гляциострессовыми конкрециями, конкрециями и конкреционными стяжениями в нарушенных ледником флювиогляциальных отложениях, мощными конкреционными карбонатными плитами и контактными корками, сцепментированными кальцитом конгломератами ядер гляциопротрузий, стержневидными карбонатными стяжениями в моренных гляциодайках, мощными конгломератами в толщах флювиогляциальных отложений.

Раньше отдельные исследователи (Климашкаускас, 1965) в самой общей форме высказывали мнение о наличии диагенетических карбона-

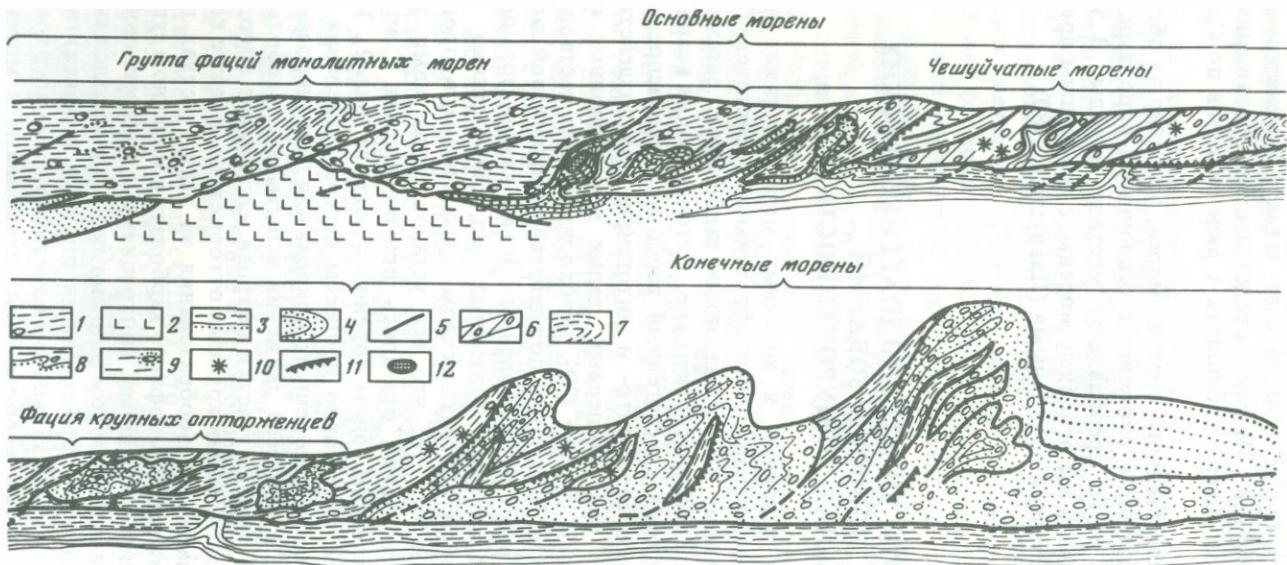


Рис. 2. Распространение новообразованных карбонатов в основной и конечной моренах

1 — моренный суглинок; 2 — скальные породы ледникового ложа; 3 — ледниковое ложе, сложенное рыхлыми породами; 4 — гляциодиапирсы; 5 — надвиги; 6 — моренные чешуи; 7 — чешуи пород ледникового ложа; 8 — текстуры захвата; 9 — выделения пелитоморфного карбоната на плоскостях плитчатой отдельности морены и на поверхностях валунов; 10 — конкреции; 11 — карбонатные корки и плиты; 12 — скементированные конгломераты ядер гляциопротрузий

тов в морене. Однако какие-либо представления о возможном механизме их появления не приводились. В этом отношении определенно выделяется работа Е. Дроздовского (Drozdowski, 1979), который изучал в нижнем течении Вислы конкретные плиты, залегающие в кровле флювиогляциальных песков и галечников, перекрытых мореной. Мощность плит здесь составила от нескольких сантиметров до 6 м. Плиты скреплены мелкозернистым кальцитом. Е. Дроздовский высказал положение о том, что подобные образования были сформированы в результате подледного осаждения  $\text{CaCO}_3$  в западинах рельефа ледникового ложа под частично омертвевшим льдом. В результате таяния льда воды, содержащие растворенный  $\text{CO}_2$ , мигрировали по трещинам во льду к основанию ледника. Просачиваясь через мореносодержащий лед, они растворяли обломки карбонатных пород. Высадка  $\text{CaCO}_3$ , по мнению Е. Дроздовского, происходила в результате дегазации растворов, но при этом он не исключал возможности высадки  $\text{CaCO}_3$  при замерзании растворов в зимний период.

Но в целом при изучении литологии моренных отложений, основное внимание уделяется изучению состава терригенной составляющей морен. Значительно меньше обращается внимания на изучение аутигенного минералообразования в моренах. В редких работах, где отмечались подобные явления, новообразования обычно относились к гипергенным и связывались либо с почвенными процессами, либо с воздействием грунтовых вод. Подобные выводы, например, приводятся в работе К.И. Лукашова и С.Д. Астаповой (1971).

Перейдем к рассмотрению основных типов и условий залегания подледнодиагенетических карбонатов в различных моренах, обратив при этом особое внимание на их фациальную приуроченность.

### ПОДЛЕДНОДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЛЕДНИКОВ

Прежде всего изложим наблюдения о типах подледнодиагенетических карбонатных новообразований, которые образуются в современных ледниках. Хотя этих материалов имеется пока сравнительно немного, тем не менее они дают некоторые основания для установления принципиальной возможности хемогенной садки, например, кальцита в условиях ледового седименто- и литогенеза. Ценность этих наблюдений состоит также в том, что они позволяют принципиально по-иному подойти к вопросу о происхождении различных типов карбонатных новообразований в моренах.

Среди новообразованных карбонатов в современных ледниках описано только два типа. Первый из них — это карбонатные корки на контакте ледника с ложем, встречающиеся обычно в области распространения карбонатных пород. Второй тип — это карбонатные каемки вокруг валунов, обнаруженные в толще мореносодержащего льда в Гренландии (Лаврушин, 1976).

Сравнительно недавно было показано, что на отдельных участках ледникового ложа под движущимся ледником возникают благоприятные условия для хемогенной садки кальцита (Ford et al., 1970;

Hallet, 1976; Bjakke, Dypvik, 1977). Еще раньше о наличии этого процесса сообщили В. Баузер (Bauer, 1961), Л. Керс (Kers, 1964). Поскольку многие из этих наблюдений имеют принципиальное значение для понимания особенностей ледового типа седименто- и литогенеза, остановимся на них подробнее.

Д. Форд и др. (Ford et al., 1970) обнаружили на поверхности известняков, недавно освободившихся из-подо льда, выемки от их растворения, а также новообразованные карбонатные корки вблизи края ледника (гора Касльгард, Национальный парк "Банф" в Скалистых горах, Канада). Описанные ими кальцитовые корки наиболее часто имели вид слойков толщиной до 2 см. Поперечники корок колебались от 1 мм до 7—8 см. На 45% они состояли из кальцита, остальное приходилось на доломит и тонкий терригенный материал. Корки характеризовались наличием на их поверхности выступающих прерывистых "ребер", "прутьев" и других неровностей. Наибольшая плотность таких выступов наблюдалась в центре корки, к краям же количество ребер постоянно снижалось, и они становились более пологими. Сама корка постепенно утонялась, приобретая пологоволнистый микрорельеф.

Интересным обстоятельством, отмеченным авторами, явилось то, что все удлиненные выступы на поверхности корок были ориентированы в направлении движения ледника. Все корки были приурочены к дистальным склонам уступов ледникового ложа. На особенно крутых склонах, в западинах микрорельефа было отмечено образование карбонатных корок, по своей морфологии напоминающих сегмент оолита, обращенный своей вогнутой стороной вниз по движению ледника. Авторы также отметили, что новообразования имеют максимальное распространение непосредственно вблизи края ледника, где известняковые скалы на 80—90% покрыты ими. Примерно в 100 метрах от края ледника корки распространены меньше и постепенно исчезают. Это послужило основанием для весьма важного вывода о том, что карбонатные корки на поверхности ледникового ложа, освободившегося из-подо льда, быстро уничтожаются метеорными осадками.

Более детальное исследование карбонатных новообразований, формирующихся на ледниковом ложе, провел Б. Халлет. Он изучал подледные карбонатные осадки по всему району Скалистых гор и установил широкое распространение этих новообразований практически вблизи края каждого ледника (Hallet, 1976). Кроме того, Б. Халлет с соавторами изучал подобные же осадки близ Транфлеуронского ледника недалеко от г. Сиона в Швейцарских Альпах (Hallet et al., 1978).

В Скалистых горах новообразованные осадки покрывали более половины обнажившихся после отступления ледника карбонатных пород. Они были приурочены к дистальным частям остроконечных выступов ледникового ложа. В то же время на проксимальных частях выступов наблюдались выемки и бороздки от растворения породы ложа, ориентированные перпендикулярно направлению движения ледника. Толщина карбонатных корок достигала нескольких сантиметров. Морфология корок, их ориентировка и приуроченность аналогичны

Рис. 3. Подледная карбонатная корка из-под одного из Альпийских ледников, представленная Б. Халлетом

описанным Д. Фордом с соавторами, но именно Б. Халлет впервые дал очень детальное описание этих подледных осадков.

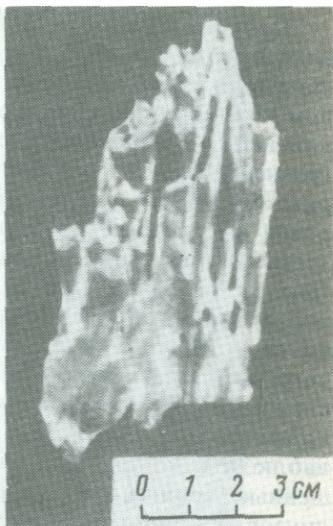
По его данным, карбонатный осадок является тонкослоистым, при этом толщина отдельных прослоев изменяется от нескольких до сотен микрон. Прослои состоят из тонких призматических кристаллов кальцита, удлиненных по оси "С" и ориентированных перпендикулярно к слоистости. В корках встречаются также терригенные обломки и небольшое количество зерен доломита. Размер этих обломков не более 0,01 мм. Химические анализы корок подтвердили преимущественно кальцитовый состав осадка. В них содержится 47,5% CaO и 4,1% MgO, тогда как в подстилающей породе CaO — 50,8%, MgO — 2,6%. Таким образом, осадок несколько обеднен CaO и немногого обогащен MgO. Обогащение последним, по мнению Б. Халлета, возможно, связано с наличием терригенной примеси доломита.

Карбонатные осадки из Швейцарских Альп по своему строению и морфологии напоминали осадки из Скалистых гор. Они также были приурочены к крутым дистальным поверхностям выступов ложа. Их поверхность испещрена многочисленными ребрами, которые Б. Халлет с соавторами называет спикулами, бороздами, натеками. Эти ребра ориентированы по направлению движения ледника.

Нами изучался образец подледного осадка из-под одного из альпийских ледников, любезно предоставленный Б. Халлемтом. Образец осадка имел форму дугообразно изогнутой пластинки. Общая длина составила 6 см, ширина до 3 см (рис. 3). Максимальная толщина наблюдалась в его центре — 0,5 см, к краям он утонялся, внешняя поверхность была усложнена большим количеством ребер, борозд, вытянутых по его удлинению. Ребра имели разную длину: одни прослеживались по всему образцу, другие резко обрывались в начале, в центре или ближе к дистальному краю корки. Благодаря этому окончание образца имело зазубренную форму.

Карбонатный осадок подобной формы образуется, по Д. Форду с соавторами (Ford et al., 1970), на круtyх дистальных поверхностях выступов ложа, а также в западинах микрорельефа.

Для исследуемого образца была характерна хорошо выраженная слоистость. Толщина отдельных прослойков изменялась в широких пределах от нескольких микрон до 1 мм, но в целом наблюдалось преобладание прослоев толщиной 0,1—0,5 мм. В шлифах замечено три типа прослоев, представленных кальцитом разной степени кристалличности (рис. 4 см. вкл.).



Прослои первого типа сложены призматическими кристаллами кальцита высотой до 0,5 мм и шириной 0,05—0,1 мм, ориентированными перпендикулярно слоистости. Они совершенно не содержат терригенной примеси. Прослои второго типа состоят из лучистых кристаллов кальцита. По сравнению с первым типом эти прослои несколько загрязнены тонкодисперсной терригенной примесью. Терригенный материал был зажат между вытянутыми кристаллами кальцита и ориентирован соответственно удлинению кристаллов по оси №р. Прослои третьего типа сложены пелитоморфным и мелкозернистым кальцитом (рис. 5 см. вкл.). Они в наибольшей степени загрязнены терригенной примесью, в состав которой входит обломочный материал алевритового размера, в основном кварц и терригенный карбонат. Кроме того, наблюдается значительная примесь глинистого материала. Прослои этого типа являются наиболее мощными в составе осадка, их толщина достигает 1 мм. Внутри них в большом количестве можно наблюдать тонкие линзочки и прослоечки, наиболее сильно обогащенные терригенной примесью и имеющие более темную окраску. Эти линзочки и прослоечки часто причудливо изгибаются. Внутри прослоев мелкозернистого кальцита наблюдается более тонкая слоистость, обусловливаемая различным содержанием терригенной примеси.

Какой-либо строгой последовательности чередования рассмотренных типов прослоев в шлифах не установлено. Их образование, видимо, связано с изменениями динамики ледника, приводящими к периодическому загрязнению пленки режеяционной воды, к которой отлагается карбонатный осадок. Максимальная толщина прослоев достигается на вершинах выступов ребер подледной корки. В западинах толщина прослоев уменьшается, часто они выклиниваются. Подобное строение прослоев отражает дискретность водной пленки на контакте ледника с ложем.

По В.И. Муравьеву (1971), на свободную кристаллизацию карбонатов оказывает влияние наличие примесей, коллоидных и терригенных частиц, которые служат центрами кристаллизации карбоната, выпадающего из раствора. При значительном их содержании возникают мелкозернистые и пелитоморфные разности. При ограниченном содержании мелкодисперсного материала кальцитовые кристаллы получают возможность роста. В этом случае сорбция коллоидных частиц происходит в направлениях №м, поскольку по этим направлениям в решетках кальцитовых кристаллов максимальная плотность атомов. Направление №р остается свободным, и по нему происходит рост кристаллов с образованием лучистых форм. Подобное явление наблюдается в прослоях второго типа подледного осадка. При кристаллизации кальцита из растворов, практически не содержащих коллоидной примеси, формируются крупные призматические кристаллы.

Наконец, карбонатные новообразования были обнаружены в толще мореносодержащего льда в Гренландии (Лаврушин, 1976), где на валунах были описаны пояски светло-серого налета пелитоморфного карбоната. Наличие подобных налетов на валунах непосредственно в толще мореносодержащего льда убедительно показывает, что химическая садка кальцита возможна в толще формирующейся морены,

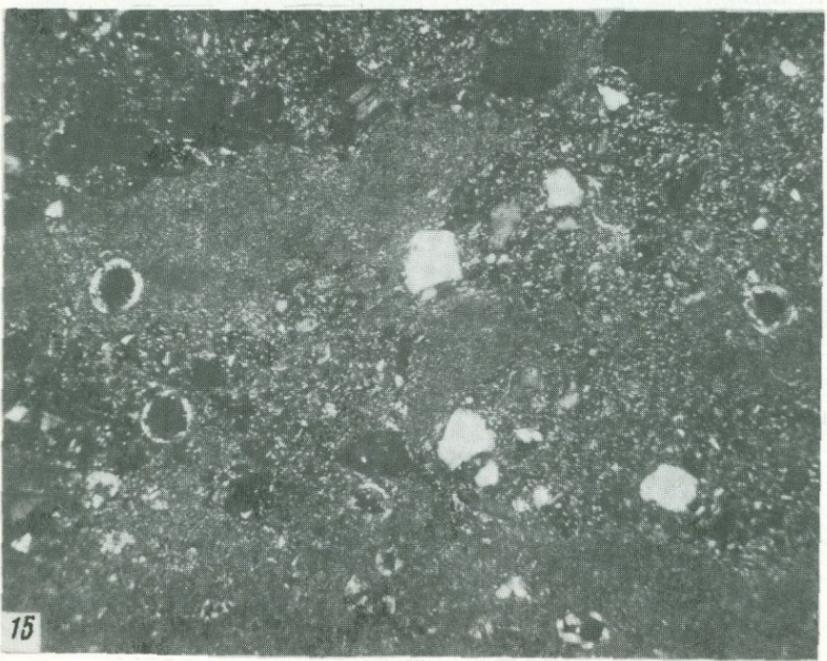
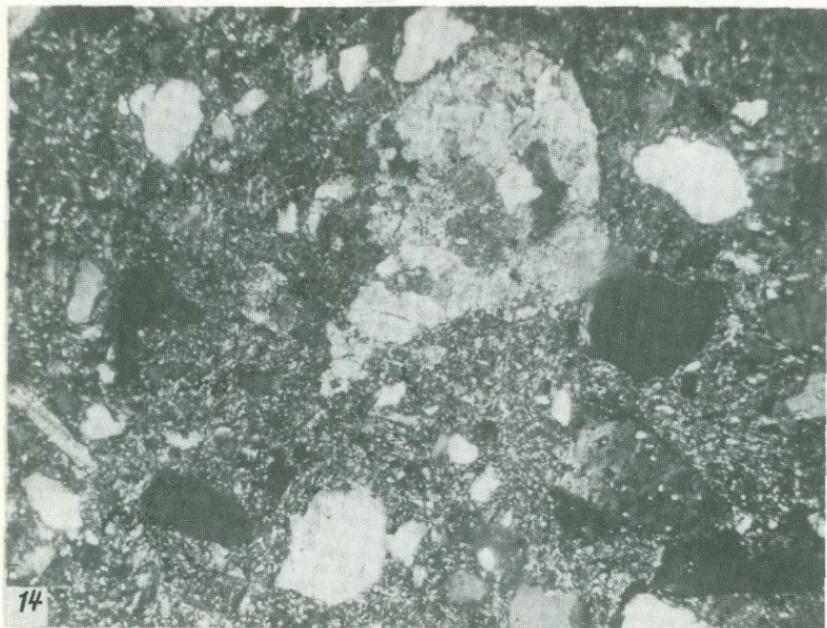
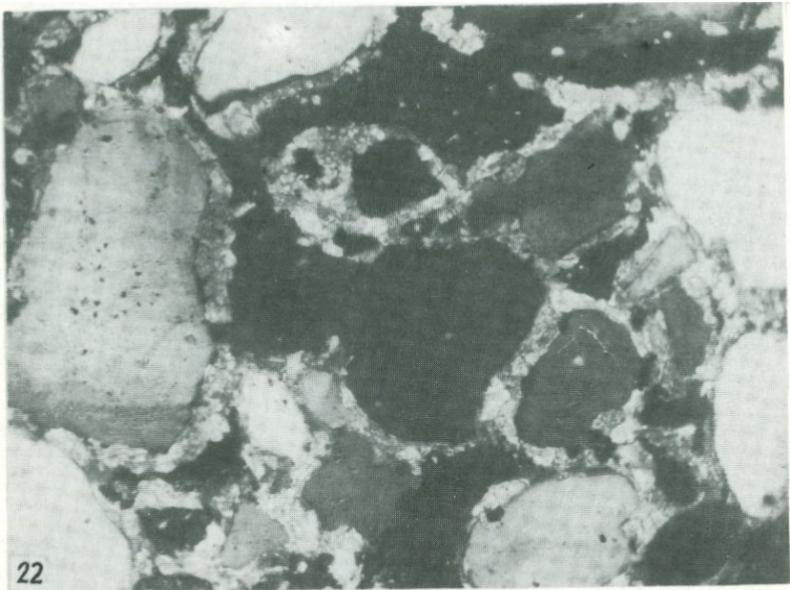


Рис. 14. Моренний мелкозем из моренных чешуй клифа о-ва Мён

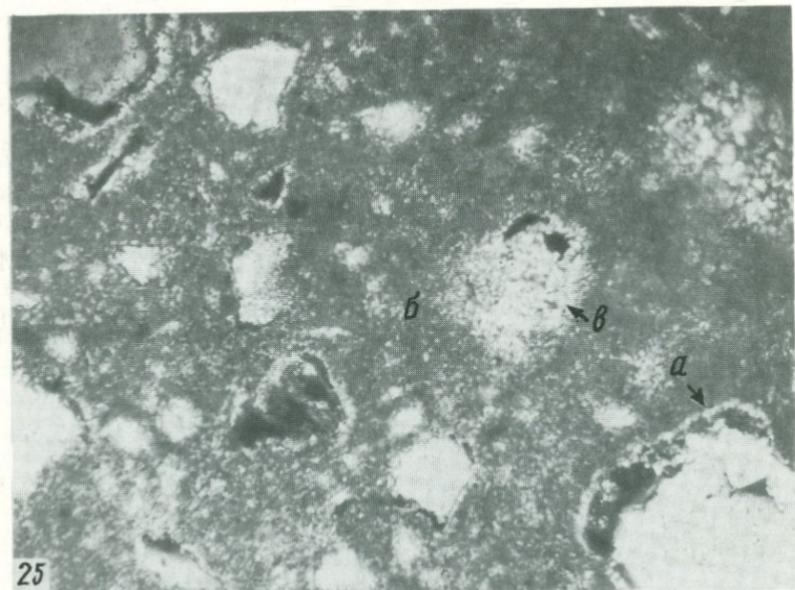
Ув. 100, ник. +

Рис. 15. Растиаскивание обломков писчего мела в моренном мелкоземе моренных чешуй клифа о-ва Мён

Ув. 100, ник. +



22



25

Рис. 22. Крустификационная и поровая цементация в карбонатных плитах разреза Федюково, район г. Углича  
Ув. 75, ник. +

Рис. 25. Строение стенки гляциострессовой конкреции в карьере Городище  
Ув. 100, ник. +. а — кальцитовые касмки; б — пелитоморфный кальцит; в — "тени" замещенных зерен

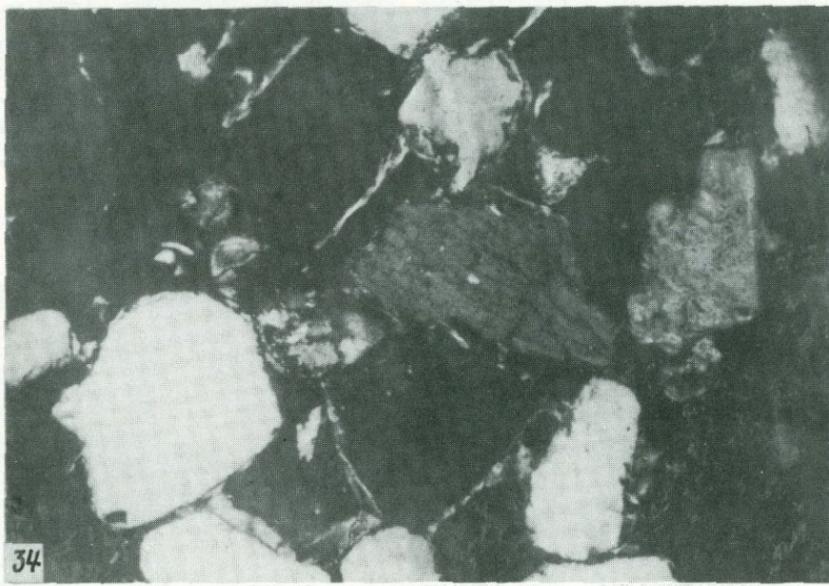
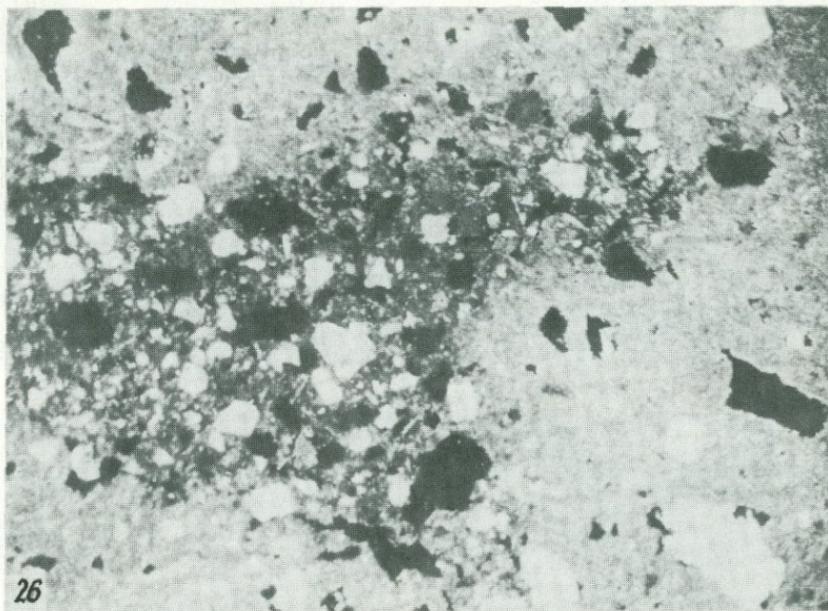


Рис. 26. Пятно (более темный участок) незамещенного моренного материала в гляцио-стрессовой конкреции (карьер Городище)

Ув. 50, ник. +

Рис. 34. Глинистый цемент псевдоортзанда

Ув. 100, ник. +

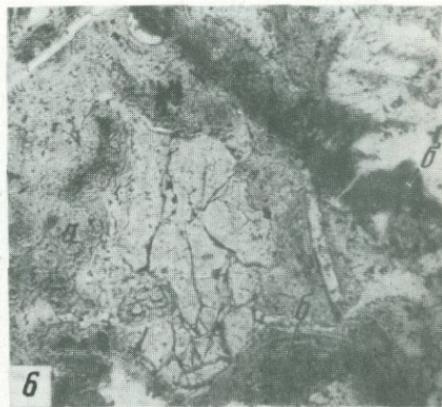
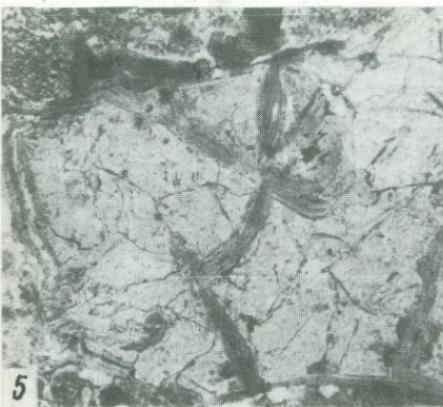
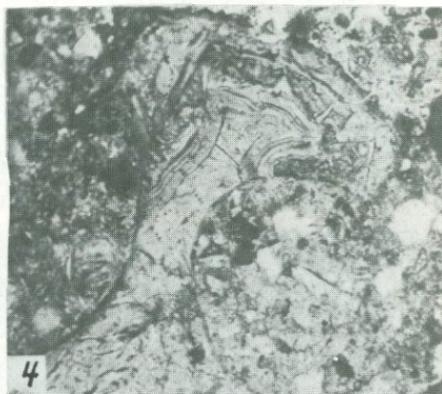
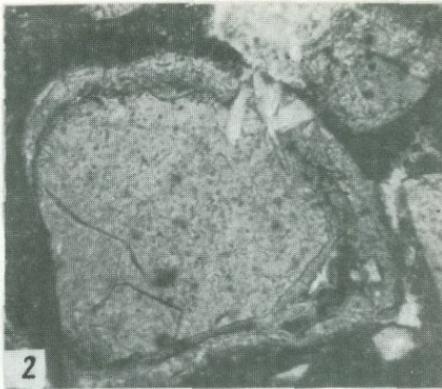
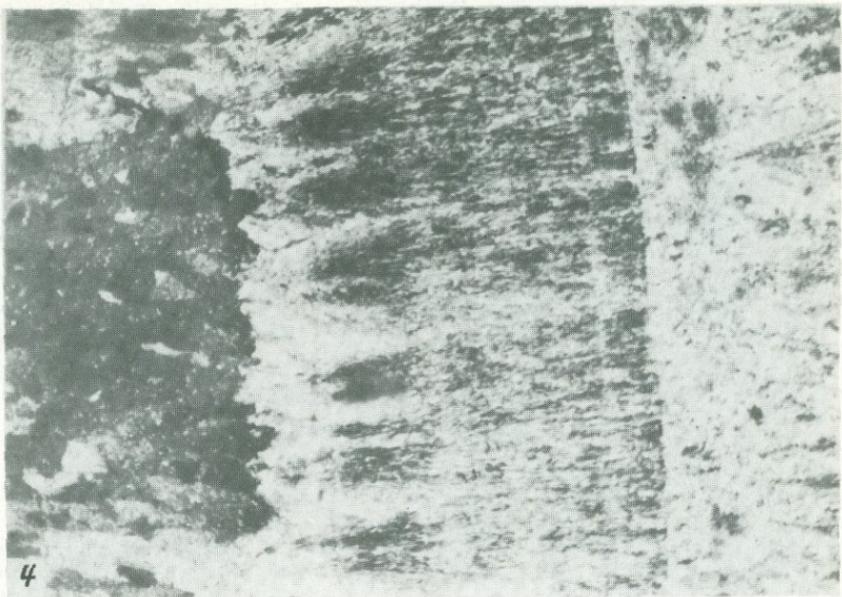


Рис. 44. Микрофотографии, иллюстрирующие взаимоотношение стекла, палагонита и смектитов в тиллитах

1, 2 — палагонитизированные обломки сидеромеланового стекла в матриксе основной морены (тиллита); 1 — палагонитизация со всех сторон обломков; 2 — палагонит срезан с одной стороны обломка в процессе формирования морены, шлифы,  $\times 67$ ; 3 — однородный, незональный (а) и "корешковый" (б) палагониты; 4, 5 — зональный палагонит, фрагментарно развитый: 4 — по краю, 5 — по трещинкам в сидеромелановом стекле; 6 — однородный, незональный палагонит (а) и слабо двупреломляющее глинистое вещество (б), шлиф,  $\times 140$



4



5

Рис. 4. Три типа кристалличности кальцита в подледной корке

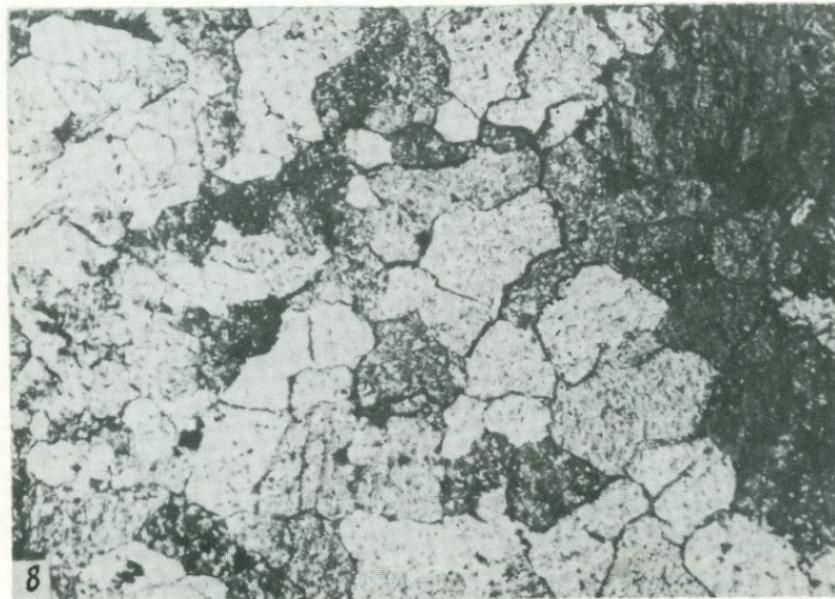
Прослой, сложенный призматическим кальцитом слева, лучистый кальцит в центре, мелкозернистый — справа. Ув. 100, ник. +

Рис. 5. Прослой мелкозернистого кальцита в подледной корке

Ув. 50, ник. +



7



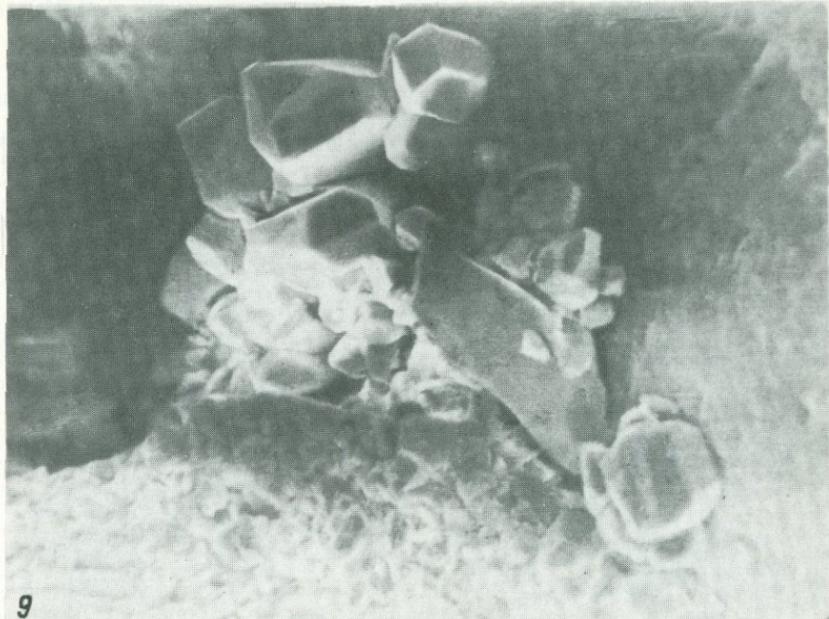
8

Рис. 7. Микрослоистость в карбонатной корке из карьера Городище-2 в поперечном сечении

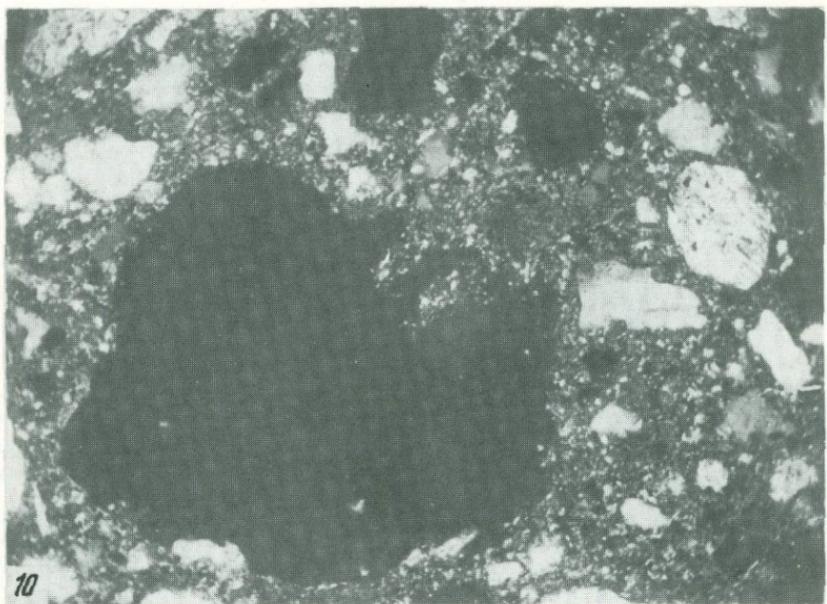
Переслаивание светлых прослоев, сложенных призматическими кристаллами кальцита с более тонкими и темными прослойками мелкозернистого кальцита. Ув. 50, ник +

Рис. 8. Микростроение карбонатной корки из карьера Городище-2 в продольном сечении

Ув. 100, ник +



9



10

Рис. 9. Новообразованные кристаллы кальцита на плоскости плитчатой отдельности морены (сканирующий электронный микроскоп)

Ув. 650

Рис. 10. Коррозия крупного обломка кварца точечными вкрапленниками кальцита в моренном мелкоземе

Зерно кварца в положении угасания. Ув. 100, ник. +

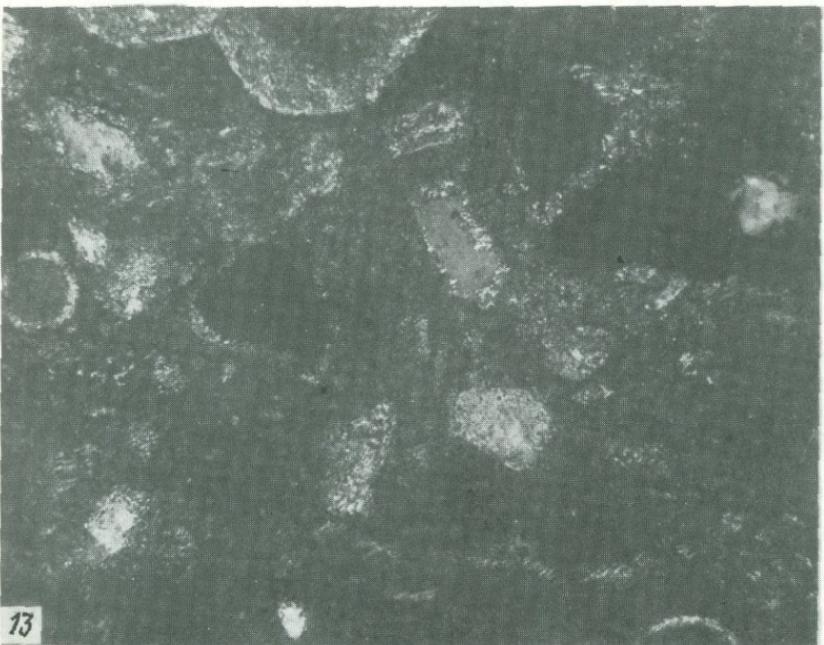
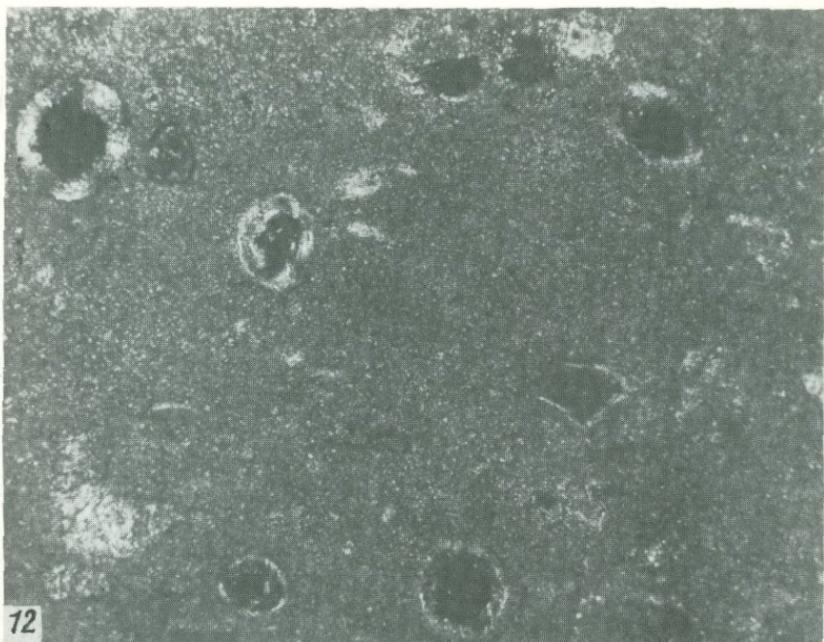


Рис. 12. Писчий мел из чешуй клифа о-ва Мён  
Ув. 100, ник. +

Рис. 13. "Загрязнение" писчего мела терригенным обломочным материалом на контактах чешуй писчего мела с моренным суглинком (клиф о-ва Мён)  
Ув. 100, ник. +

## ПОДЛЕДНОДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРЕНАХ

В последние годы при изучении плейстоценовых морен были обнаружены различные типы подледнодиагенетических карбонатных новообразований (Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин, 1976; Лаврушин, Голубев, 1979, 1980; Лаврушин, Кураленко, 1981).

Ниже мы попытаемся дать их сжатое описание и показать фациальную приуроченность. Удобнее начать рассмотрение с карбонатных корок, которые иногда встречаются на ложе плейстоценовых морен.

### Карбонатные осадки на контактах плейстоценовых морен со скальными породами ложа

В Скандинавии в районе Осло вблизи береговой линии на скальных породах ложа Т. Бякке и Х. Дюпвиком (Bjakke, Dypvik, 1977) были обнаружены подледные карбонатные осадки в погребенном состоянии. В отличие от подледных осадков под современными ледниками, развитых на карбонатных породах, эти осадки были встречены не только на известняках, но и на гранитоидах. Однако, как и в других случаях, большинство карбонатных новообразований здесь также приурочено к дистальным склонам выступов ложа. В данном случае к крутым дистальным склонам бараньих лбов, где, по мнению авторов, лед непосредственно не контактировал с ледниковым ложем. На проксимальных слаженных склонах бараньих лбов наблюдалась характерная ледниковая штриховка, указывающая на интенсивную ледниковую абразию. Важным обстоятельством явилось то, что описываемые осадки сохранились только в тех местах, где они были перекрыты глиной и моренным материалом вскоре после из образования.

В некоторых случаях эти карбонатные корки были прикреплены непосредственно к скальному основанию, а местами между подледным осадком и подстилающей породой наблюдалось пустое пространство, заполненное обломками различных пород. Весьма существенными оказались различия в размерах корок. Их толщина изменяется от нескольких миллиметров до 30 см, а протяженность варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Морфологически, по описаниям авторов, эти корки похожи на вязкие структуры течения, осложненные грядками, ребрами высотой до нескольких сантиметров.

При изучении микростроения корок Т. Бякке и Х. Дюпвиком было выявлено два типа осадков, различающихся степенью кристалличности кальцита. Одни корки состоят из чередования очень тоненьких темных и светлых прослоев, объединяющих крупные кальцитовые кристаллы призматической формы, ориентированные перпендикулярно поверхности. Наиболее крупные кристаллы достигают в длину 3 см. Исследователями было проведено сравнение микростроения этих осадков с микростроением сталактитов, которое показало их чрезвычайную схожесть. Другие корки состоят из светлых и темных прослоев мелкозернистого кальцита. Темные прослои содержат терригенный обломочный материал: кварц, полевые шпаты. Светлые прослои сло-

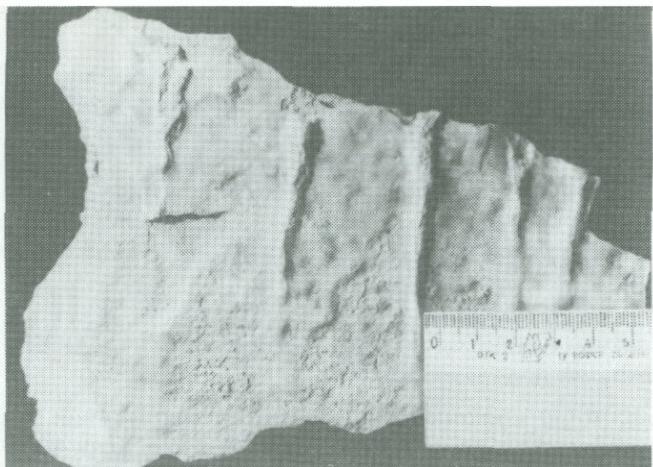


Рис. 6. Карбонатные потёки на поверхности вертикальных стенок блоков известняка карьера Городище-2

Из-под карбонатных потёков видна шероховатая поверхность известняка со следами его растворения

жены призматическими кристаллами кальцита. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадках колеблется от 46,5 до 58,5%, содержание  $\text{Mg}^+$  — 2,835—4,28%.

В известняковом карьере вблизи с. Городище в Смоленской области нами были обнаружены аналогичного типа натечные карбонатные образования на ледниковом ложе, сложенном каменноугольными известняками, перекрытыми мореной московского оледенения мощностью до 5 м (Голубев, 1983). Известняк представлен мелкозернистой органогенной разностью серого цвета. Местами в общей мелкозернистой массе породы встречаются небольшие пятна мелкокристаллического карбоната. Кровля известняка интенсивно разбита трещинами на отдельные блоки. Натечные карбонатные образования были обнаружены на вертикальных стенках блоков известняка. Подобная локализация, видимо, отражает специфику их формирования, которая будет рассмотрена ниже. Иногда на стенах трещин встречаются натечные образования в виде корок. Их поверхность неровная, натечного вида, с многочисленными выступающими ребрами, осложненными язычками, ориентированными вертикально (рис. 6). Максимальная толщина корок 2—3 см наблюдается у кровли известняков на контакте с мореной, книзу они постепенно утоняются и исчезают, прослеживаясь не более чем на 30 см от кровли известняков.

Корки обладают хорошо выраженным тонкослоистым строением. Слойки хорошо выдержаны, выклиниваются чрезвычайно редко. Слоистость обусловлена чередованием темных и более широких светлых прослоев, толщина которых колеблется от 0,1—0,2 мм в западинах микрорельефа корок до 0,3—0,5 мм на ребрах. При исследовании под микроскопом видно, что светлые прослои состоят из удлиненных призматических кристаллов кальцита, ориентированных перпендикулярно слоистости (рис. 7 см. вкл.). Параллельно основанию каль-

цитовых призм прослеживаются многочисленные трещинки, которые отражают последовательность их роста. Соответственно с изменением толщины прослоев высота призм максимальна в прослоях на ребрах корки и минимальна в западинах. Иногда при этом можно наблюдать переход призматических кристаллов кальцита в мелкозернистый кальцит. Средняя ширина кальцитовых призм 0,01—0,02 мм, хотя отдельные призмы достигают ширины 0,1 мм. Основания призм изометричны. В шлифе из корки перпендикулярно удлинению кристаллов можно наблюдать обычный среднекристаллический кальцит (рис. 8 см. вкл.). Более тонкие и темнее окрашенные прослои сложены мелкозернистым карбонатом, содержащим довольно значительное количество глинистых чешуек. Иногда такой прослой разбивается на систему линзочек мелкозернистого карбоната, на продолжении которых прослеживаются отдельные чешуйки глины. Изредка встречаются тонкие неслоистые корки толщиной до 5 мм, состоящие из одного слоя крупных призматических кристаллов кальцита.

В одном случае между коркой и стенкой блока наблюдалось присутствие комочков моренного суглинка, сцепленного кальцитом. Размер комочеков не превышал 1,5 см в поперечнике.

В составе описываемых кальцитовых натечных новообразований имеются терригенные зерна кварца, полевых шпатов мелкопесчаной размерности, слюда и гидроокислы железа ярко-красного цвета. По химическому составу рассматриваемые корки состоят почти из чистого кальцита. Содержание  $\text{CaCO}_3$  составило 96,55%.

В современных условиях, оказавшись на дневной поверхности, корки на стенах вертикальных блоков известняка очень быстро исчезают. Это было обнаружено в старом заброшенном карьере по добыче известняка, расположенному близ рассмотренного. В нем карбонатные корки встречались только эпизодически под выступающими карнизами породы, куда не попадают современные атмосферные осадки. Зато их можно было сразу увидеть, отваливая по трещинам блоки породы из глубины бывшей рабочей стенки карьера. Это факт явно указывает на образование корок не в современных условиях. Подобные наблюдения хорошо согласуются с данными Д. Форда с соавторами и Б. Халлетта, приведенными выше, согласно которым современные корки подобного типа очень быстро исчезают под воздействием атмосферных осадков.

По нашим представлениям, учитывая морфологию, микростроение и местонахождение, натечные карбонатные корки из Смоленской области можно считать в своем роде погребенными аналогами подледных кальцитовых образований, описанных зарубежными исследователями. При этом максимальное сходство по размерам, морфологии, микростроению обнаруживается с корками (описаны Т. Бъякке и Х. Дюпвиком), находящимися также в погребенном состоянии и связанными по своему происхождению не с современными, а с плейстоценовыми ледниками.

## Подледнодиагенетические карбонаты в группе фаций монолитных морен

Важнейшей особенностью группы фаций монолитных морен является их выдержанность и залегание в виде монолитного пласта (Лаврушин, 1976). Морены этих фаций были сформированы при послойно-пластическом течении льда. Изучение особенностей строения и вещественного состава наиболее распространенных на платформах монолитных морен показало, что можно выделить четыре типа подледнодиагенетических карбонатов. Из них первые три типа были описаны ранее (Лаврушин, Рентгартен, 1974; Лаврушин, 1976).

Первый тип — это светло-серый карбонатный налет на плоскостях плитчатой отдельности морен. Этот налет обычно равномерно покрывает поверхность плитки, все ее выступы и неровности. Толщина налета обычно не превышает 0,1 мм. Изучение этого налета показало, что он состоит в основном из мелких идиоморфных зернышек кальцита, размер которых не более 0,01 мм (рис. 9 см. вкл.). В налете также можно наблюдать терригенные обломочные зерна, в основном кварца алевритового размера. Общее содержание  $\text{CaCO}_3$  в составе налета достигает 68%.

Второй тип — карбонатные налеты, обнаруженные на валунах в моренах, развитых в окрестностях Углича. Толщина этих налетов не превышает сотых долей миллиметра. Обычно пленка высадившегося кальцита не покрывает весь валун целиком, а присутствует в виде поясков, изолированных пятен, тонких точечных выделений. Вокруг терригенных обломочных зерен в моренном мелкоземе часто можно наблюдать скопления мельчайших карбонатных зернышек в виде каемок. Эти зернышки слегка корродируют обломочный материал (рис. 10 см. вкл.). Наиболее хорошо каемки новообразованного карбоната заметны вокруг обломков карбонатных пород. Обычно по краям обломков, сложенных крупнокристаллическим карбонатом, наблюдается каемка мелкозернистого карбоната, а вокруг обломков, сложенных мелкокристаллическим карбонатом, — каемка более пелитоморфного карбоната. Толщина этих каемок не превышает 0,01 мм.

Третий тип карбонатных новообразований в моренах группы фаций монолитных морен — это сгустки и линзовидные скопления пелитоморфного карбоната в моренном мелкоземе, вытянутые в направлении движения ледника. (Лаврушин, Рентгартен, 1974).

Четвертый тип — рассеянный подледнодиагенетический карбонат в моренном мелкоземе. О наличии подледнодиагенетического кальцита в составе моренного мелкозема можно, пожалуй, с большой уверенностью говорить по общему распределению карбонатов в различных фракциях моренного мелкозема. В разделе, посвященном распределению терригенных карбонатов в морене, было показано, что в алевритовой фракции моренного мелкозема содержится наибольшее количество карбонатов от их общего содержания в моренном суглинке. Этот "карбонатный пик" в алевритовой фракции моренного мелкозема можно как раз связать с появлением в нем новообразованного кальцита. К сожалению, точное определение аутигенного кальцита в составе

моренного мелкозема затруднено в связи с невозможностью отличить мелкие зерна новообразованного карбоната от такого же типа, размера и формы мельчайших карбонатных зернышек, образованных в процессе разрушения мелкозернистых разностей карбонатных пород.

### Карбонатные новообразования в фации чешуйчатых морен и конечных моренах

Фация чешуйчатых морен и конечные морены, являясь принципиально различными по своему пространственному распространению, оказываются достаточно сходными по своему строению. Для них обычно характерны чешуйчатое строение, складчатые деформации, многочисленные гляциопротрузии. Для фации чешуйчатых морен и конечных морен оказались также сходными типы карбонатных новообразований и их приуроченность к определенным структурам.

Фация чешуйчатых морен формируется в условиях значительной динамической активности моренного покрова в процессе движения льда по плоскостям внутренних сколов. Для этой фации характерна резкая неоднородность строения моренного покрова, характеризующаяся чередованием чешуй моренного суглинка с чешуями, сложенными породами ложа. Кроме того, в чешуйчатых моренах встречаются многочисленные протрузионные структуры, усложняющие строение моренного пласта (Лаврушин, 1976).

Конечноморенные образования были изучены в Белоруссии (район Гродно, севернее Минска, район Витебска), а также на территории Смоленской и Калужской областей. Исследования проводились в свежих разрабатываемых карьерах. Особенностью изученных конечноморенных образований явилось то, что все они были сформированы чрезвычайно активными краевыми частями ледниковых покровов. Это выражалось как в характере рельефа, так и в достаточно сложном их геологическом строении. Конечноморенные образования представлены системами повторяющихся гряд с хорошо выраженными пологим проксимальным и более крутым дистальным склонами. Длина отдельных гряд нередко достигает нескольких сот метров, ширина до сотни метров и более.

Конечноморенные образования в наибольшей степени сложены переработанным в той или иной степени флювиогляциальным материалом. Этот материал захватывался и включался в конечные морены при подвижках края ледника. В конечноморенных грядах флювиогляциальный материал слагает чешуи, протрузионные структуры, а также многочисленные отторженцы. При захвате и перемещении этот материал подвергался переработке: уплотнялся, иногда приобретал вторичную слоистость, нередко обогащался включениями и линзами более древнего рыхлого материала.

Моренный суглинок в изученных нами конечноморенных грядах распространен чаще всего в виде чешуй на проксимальных склонах. В редких случаях гряды бывают нацело им сложены. Моренный суглинок также слагает многочисленные гляциодайки, залегающие часто почти вертикально, пронизывающие чешуи и крупные гляциопротрузии.

Строению конечноморенных гряд свойственно наличие многочисленных разрывных нарушений, в виде надвигов, сколов и т.п., чрезвычайно усложняющих их геологическое строение.

В чешуйчатых и конечных моренах карбонатные новообразования оказываются распространенными локально, но их типы представлены значительно разнообразнее.

### Мелкозернистый новообразованный карбонат в моренном мелкоземе

Типы карбонатных новообразований, свойственные моренному мелкозему монолитных морен, оказываются свойственны также моренному мелкозему, участвующему в строении чешуйчатых и конечных морен. Однако результаты, полученные по монолитным моренам, не освещают по существу вопрос о начальных стадиях хемогенного преобразования карбонатного материала пород ледникового ложа. Говоря иными словами, речь идет об одном из способов появления рассеянного пелитоморфного новообразованного  $\text{CaCO}_3$  в моренном мелкоземе. Осветить этот вопрос можно в какой-то степени на примере чешуйчатых и конечных морен.

Чешуйчатые и конечные морены в целом можно рассматривать как одну из незавершенных стадий ассилияции пород ледникового ложа движущимся льдом. В тех случаях, когда в их строении участвует карбонатный материал, оказывается возможным проследить не только его включение в морену, но и хемогенное преобразование.

Наиболее ярко хемогенное преобразование терригенного карбоната было выражено в чешуйчатой морене о-ва Мён (Дания) (рис. 11).

Писчий мел в чешуях довольно интенсивно дислоцирован, местами брекчирован. При изучении в шлифах образцов из центральных частей чешуй видно, что мел представляет собой обычную пелитоморфную карбонатную породу с включениями многочисленных органических остатков: раковин фораминифер, остракод, а также мельчайших кокколитофорид, изредка встречаются обломки крупнокристаллического карбоната — возможно, что это обломки крупных раковин (рис. 12 см. вкл.). Следов перекристаллизации мела в шлифах не обнаружено.

На контакте чешуй мела с моренными чешуями происходит загрязнение мела моренным материалом, что выражается появлением в его составе терригенных обломочных зерен кварца, полевых шпатов, а иногда и целых тоненьких прослоев и небольших пятнышек моренного материала. В образцах мела этих участков были обнаружены следы его перекристаллизации, которая выражается появлением вокруг терригенных обломков, включенных в состав пелитоморфного мела, каемок, сложенных более крупными зернами кальцита. Иногда этот кальцит даже слегка корродирует терригенные обломки (рис. 13 см. вкл.). Четкая связь появления аутигенного кальцита в составе писчего мела с моренным материалом позволяет считать, что перекристаллизация мела тесно связана с процессом движения чешуй, при котором происходило его загрязнение моренным материалом. Интересно также отметить, что в тех случаях, когда в писчем мелу наблюдается скопление

терригенного обломочного материала в виде пятен и линзочек, внутри них весь карбонат перекристаллизован и отличается от основной массы мела своей более крупной зернистостью.

Моренный материал, слагающий чешуи, представляет собой валунный суглинок бурого цвета. В составе моренного мелкозема содержатся обломки кварца самых различных размеров, в виде одиночных зерен встречаются обломки полевых шпатов, пластиинки слюд, обломки карбонатных пород, зерна темноцветных минералов. Этот обломочный материал скрепляется мельчайшими карбонатными зернышками изометричной формы, содержащими редкие чешуйки глинистых минералов (рис. 14 см. вкл.). Нередко в моренном мелкоземе встречаются крупные, сильно расташенные обломки мела (рис. 15 см. вкл.).

При этом часто можно наблюдать отчленение от основного обломка маленьких кусочков пелитоморфного карбоната и достаточно быстрый их переход в более крупнокристаллическую разность. В самих обломках мела, содержащихся в морене, часто прослеживаются прослоечки, линзочки более крупнозернистого карбоната, ориентированные по удлинению обломка, а также согласно общей ориентировке обломочного материала в шлифе.

Наличие рассмотренных явлений явно указывает на интенсивное изменение мела в моренном мелкоземе, а именно его переход из пелитоморфной разности в более крупнозернистую. Кроме того, в силу своей быстрой и легкой истираемости мел должен был служить основным источником карбоната для моренного мелкозема. В том случае если отрицать наличие процесса перекристаллизации карбоната в морене, то в составе моренного мелкозема мы должны были бы наблюдать карбонат, в основной своей массе пелитоморфный, унаследовавший свою кристалличность от мела. На самом же деле моренный мелкозем состоит из карбонатных зернышек, по своему размеру несколько более крупных, чем пелитоморфный карбонат мела. Отсюда можно утверждать, что пелитоморфный карбонат в моренном мелкоземе подвергается перекристаллизации и в основной своей массе является новообразованным. О возможности перекристаллизации карбоната в моренном суглинке, с нашей точки зрения, говорят также изложенные выше факты о перекристаллизации карбоната непосредственно в самом мелу при внедрении в него моренного материала. Перекристаллизация пелитоморфного карбоната мела в чешуйчатой морене может являться косвенным признаком того, что в морене возможно появление значительного количества аутогенного карбоната, который и дает пик максимального содержания в мелкоалевритовой фракции.

В моренном суглинке конечных морен хемогенное преобразование карбонатов также можно наблюдать в больших масштабах, чем в монолитных моренах. Б.Н. Гурским и Д.Б. Орешкиным (1978) в отложениях Славгородской зоны краевых образований в Белоруссии в моренном суглинке были обнаружены линзочки и тонкие прослои новообразованного карбоната, приуроченные к текстурной отдельности.

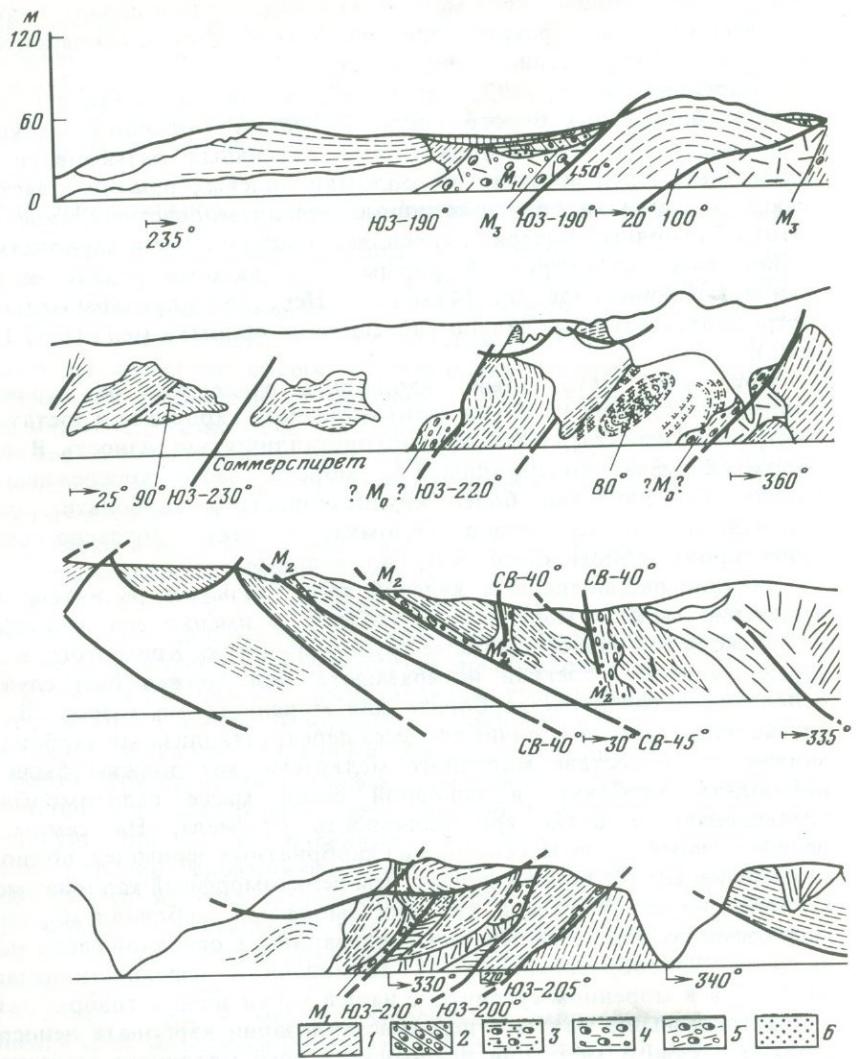
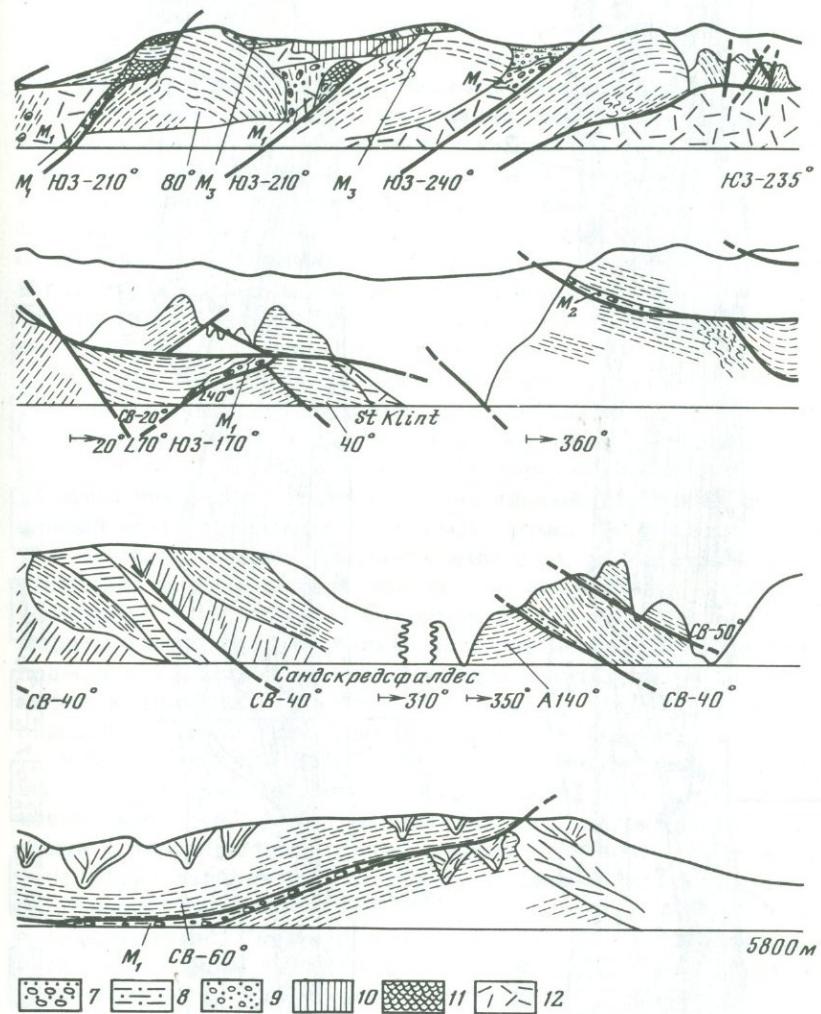


Рис. 11. Геологическое строение клифа о-ва Мён (Дания)

1 — чешуи писчего мела; 2 — морена M<sub>1</sub>; 3 — морена M<sub>2</sub>; 4 — морена M<sub>0?</sub>; 5 — пески, 7 — ритмичное переслаивание песков и галечников; 8 — алевриты; 9 — пески с гравием и галькой — флювиогляциальные отложения; 10 — делювий; 11 — раздробленные блоки писчего мела; 12 — осыпи

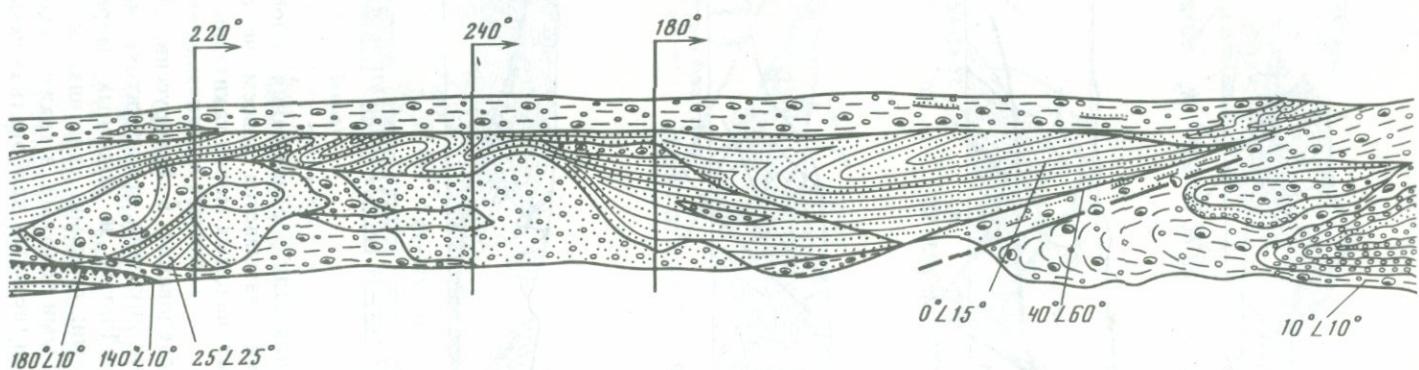
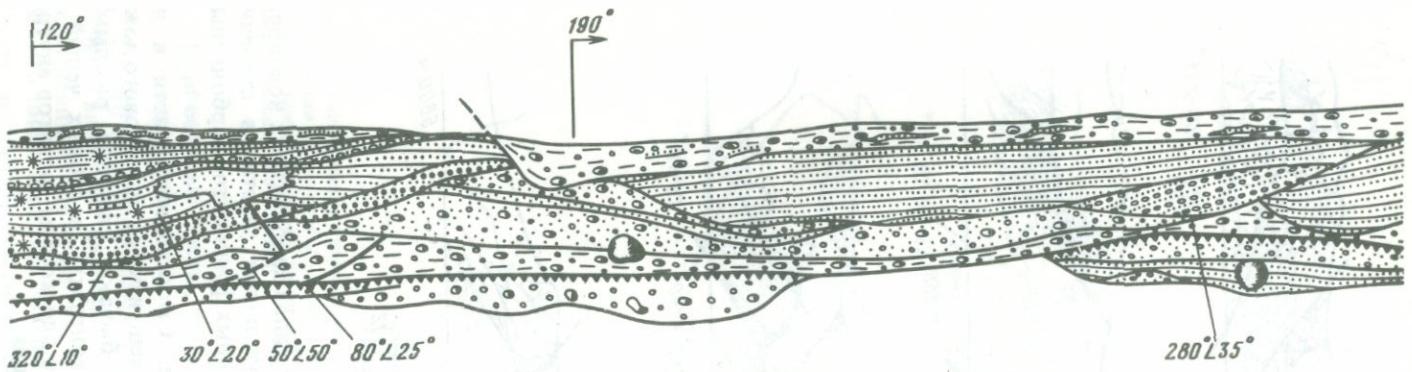
### Карбонатные плиты, корки и стержневидные стяжения в зонах надвигов

Одной из характерных особенностей строения чешуйчатых и конечных морен является наличие в них значительного числа разрывных нарушений в виде надвигов, что обусловлено спецификой движения льда. К этим зонам нередко оказываются приуроченными карбонатные корки, плиты и достаточно своеобразные по своей морфологии стержневые



стяжения. Для формирования подобных типов карбонатных новообразований оказывается совсем не обязательным участие в строении рассматриваемых морен каких-либо крупных фрагментов карбонатных пород.

Исследования в Белоруссии, Литве, Смоленской области и на Украине показали, что достаточно часто чешуи пород ледникового ложа в чешуйчатых и конечных моренах бывают сложены рыхлыми породами: песками, галечниками. На контактах подобных чешуй с моренными чешуями, а также часто и по плоскостям надвигов внутри чешуй встречается карбонатная цементация.



Рассмотрим ряд примеров. На Украине в разрезе "Чернобыль", расположенным на правом берегу р. Припять, вблизи Лелевского лесничества, вскрывается пологий проксимальный склон крупной конечномореной гряды. Подробное описание этого разреза опубликовано (Гожик и др., 1976), поэтому ниже мы приведем только те материалы, которые необходимы для понимания расположения карбонатных новообразований. В обнажении вскрывалась днепровская морена, представленная красно-бурым валунным суглинком, содержащим незначительное количество валунного материала. Мощность морены до 6 м. Она перекрыта толщей озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений, поверх которых имеется погребенная почва, относящаяся некоторыми исследователями к одинцовскому времени. Подстилается морена толщиной дислоцированных светло-серых среднезернистых флювиогляциальных песков мощностью до 8 м.

В самой верхней части песков на контакте с мореной были обнаружены уплощенные лепешковидные карбонатные стяжения, которые местами срослись, образуя сплошную корку. Толщина стяжений изменяется от 2 до 7 см. В щлифах новообразования представляли собой песчаник среднезернистый, мономинеральный, кварцевый, сцементированный мелкозернистым кальцитом. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в них достигает 18,6 %. Максимальная плотность наблюдается в центральных частях стяжений. В центральных частях тип цементации — поровый, на периферии — пленочный. Стяжения были прослежены по контакту морены с песками на несколько десятков метров. Дислоцированность подморенных песков позволяет предположить, что по их контакту с мореной проходит плоскость надвига, к которой и приурочены описанные карбонатные новообразования.

В Белоруссии в карьере "Дуброво-2", расположеннном в 10 км севернее г. Гродно, в северо-восточной его стенке вскрыта дистальная часть конечномореной гряды (рис. 16). Здесь на контакте нижней моренной чешуи с подстилающей толщей гравийно-галечного материала была обнаружена карбонатная корка, прослеживающаяся на значительном расстоянии. Толщина корки 2—3 см, ее контакты с вмещающими породами резкие, прямые, цементация равномерная. В корке сцементирован в основном гравийно-галечный материал. На участках резкого увеличения мощности моренной чешуи имеется цементация также и в основании толщи моренного суглинка. При этом общая толщина корки не увеличивается.

Цемент корки кальцитовый, мелрокристаллический, на участках с примесью глинистого материала — мелкозернистый. Тип цементации пленочный и поровый. Корка в основании толщи моренного суглинка состоит из обломочных зерен, свойственных моренному мелкозему, сцементированных пелитоморфным кальцитом. Тип цементации ба-

Рис. 16. Северо-восточная стенка карьера Дуброво-2

1 — песок неслоистый; 2 — песок слоистый; 3 — песчано-гравийный материал; 4 — гравийно-галечный неслоистый материал; 5 — гравийно-галечный слоистый материал; 6 — галечники; 7 — песчано-гравийно-галечный материал; 8 — моренный суглинок; 9 — карбонатные корки; 10 — карбонатные конкреции; 11 — крупные валуны; 12 — гляциотектонические нарушения

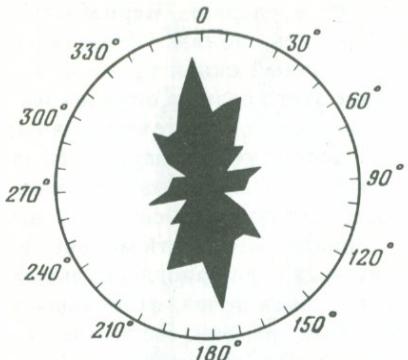


Рис. 17. Роза-диаграмма ориентировки удлиненных обломочных зерен в шлифе из карбонатной корки разреза Довайнонис-2

полностью аналогично микростроению стенок конкреций из моренного суглинка, подробное описание которых будет приведено ниже. По данным химических анализов содержание  $\text{CaCO}_3$  в карбонатной корке в гравийно-галечном материале колеблется от 35,86 до 38,46%, а в корке в моренном суглинке содержание  $\text{CaCO}_3$  достигает 87,56%. Описанная карбонатная корка приурочена к верхней части зоны надвига, проходящей по верхнему контакту гравийно-галечной чешуи.

В обоих случаях концентрация новообразованных карбонатов в зонах надвигов в виде узких полос может быть объяснена только в том случае, если предположить, что флювиогляциальный материал в момент формирования корок находился в мерзлом состоянии.

Однако далеко не всегда плиты приурочены только к нижнему контакту моренной чешуи с чешуями, сложенными флювиогляциальным материалом. В разрезе "Довайнонис-2", расположенном на восточном берегу Каунасского водохранилища вблизи дер. Довайнонис, новообразованные карбонатные плиты наблюдались как на контакте моренной чешуи с чешуями, сложенными тонкозернистыми песками, так и внутри песков по зонам гляциотектонических надвигов. Толщина плит достигала 30 см. Они представляли собой прочный тонкозернистый, мономинеральный кварцевый песчаник, скементированный мелкозернистым кальцитом. Кальцит несколько агрессивен по отношению к обломочным зернам. Иногда можно наблюдать коррозионные контакты между обломочными зернами и кальцитовым цементом. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в плитах составило 27,06%. Измерения в шлифах удлиненных обломочных зерен показали наличие четкой ориентировки, согласной с направлением перемещений по надвигам на север (рис. 17). Значительный интерес представила морфология плит (рис. 18). Их нижняя поверхность оказалась ровной, а верхняя — натечноподобной ребристо-пальцеобразной. Удлинение ребер также совпадало с направлением перемещений по надвигам.

Как уже отмечалось выше, в зонах надвигов могут появляться своеобразные по своей морфологии конкреционные стяжения вытянутой сигарообразной формы. При этом их удлинение хорошо совпадает с направлением ледникового давления. В качестве примера рассмотрим карьер "Шапуры", расположенный в 1 км с правой стороны от шоссе

зальный. Вокруг обломочных зерен наблюдаются крустикационные каймы, сложенные несколько более крупнокристаллическим кальцитом по сравнению с общей массой цемента. Цемент агрессивен по отношению к обломочным зернам, активно их корродирует и замещает. В целом микростроение новообразованной корки в моренном суглинке

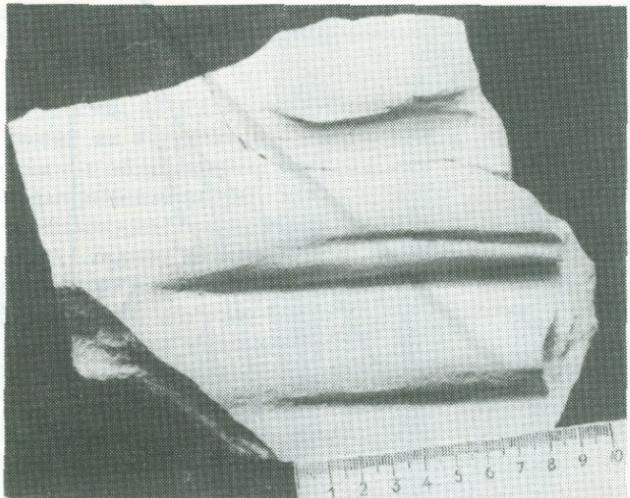


Рис. 18. Карбонатная плита разреза Довайненис-2

Витебск—Орша в 10 км от Витебска. Карьером вскрывается чрезвычайно крутой (до  $45^{\circ}$ ) дистальный склон крупной конечномореной гряды. Проксимальный же склон гряды, напротив, — чрезвычайно пологий. Относительное превышение гряды до 20 м. Простирание —  $310^{\circ}$ . За дистальным склоном начинается обширная заболоченная межгрядовая западина. В строении гряды принимают участие разнообразные гравийники, галечники, мелкозернистые суглинистые пески, а также многочисленные прослои и чешуи моренного суглинка.

Конкремационные стяжения были обнаружены в нижнем забое карьера, вскрывающем нижнюю часть дистального склона гряды в краевой ее части, сложенной чешуйчатопостроенной толщей (рис. 19). Общее падение чешуй на северо-восток под углом  $15^{\circ}$ .

Наибольший интерес представляет зона на продолжении нижней мореной чешуи, являющейся, по сути дела, зоной надвига. Она в основной своей массе сложена тонкозернистым песком, обладающим очень тонкой субпараллельной слоистостью, образованной тонкими прослойками более грубых песков, гравия и цепочками галек. По плоскости надвига в зону затащены отдельные валуны размером до 0,5 м в поперечнике. В этой зоне обнаружены konkремационные карбонатные стяжения удлиненной, стержневидной и сигарообразной формы (рис. 20). Направление удлинения стяжений совпадает с элементами залегания зоны надвига. Иногда стяжения пересекают слоистость под очень пологим углом, что придает им кажущуюся спиралевидную форму. Вскрытая длина стяжений достигает 1 м, диаметр до 1,5 см. Иногда они срастаются, образуя подобие плит с характерной рифленой нижней и верхней поверхностями.

В шлифе под микроскопом стяжения представляют собой разнозернистый песчаник, мономинеральный, кварцевый, сцементированный мелкозернистым  $\text{CaCO}_3$ . Цементация базального типа. По данным химического анализа содержание  $\text{CaCO}_3$  в konkремационных стяжениях

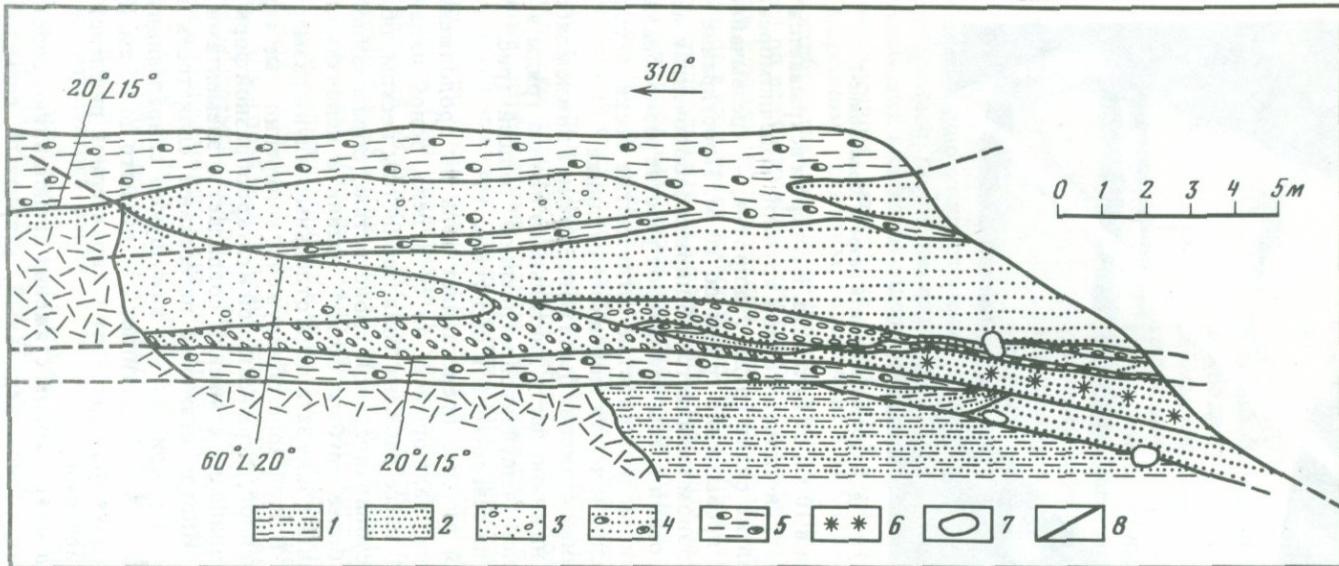


Рис. 19. Карьер Шапуры

1 — слоистый суглинистый песок; 2 — слоистый песок; 3 — песчано-галечный неслоистый материал; 4 — песчано-галечный слоистый материал; 5 — моренный суглинок; 6 — конкреционные стяжения; 7 — крупные валуны; 8 — гляциотектонические нарушения

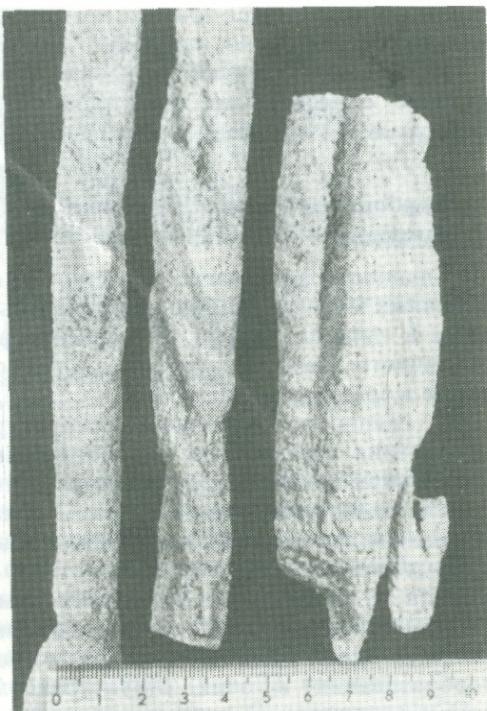
Рис. 20. Конкремионные стяжения в карьере Шапуры

составляет 33,25%,  $MgCO_3$  — 0,25%. Цемент не агрессивен по отношению к обломочным зернам. Формирование подобных конкремионных стяжений, видимо, также можно объяснить только в том случае, если допустить, что в момент их образования толща песков была в мерзлом состоянии.

Таким образом, для зон надвигов в фации чешуйчатой морены и в конечных моренах характерны новообразованные карбонатные плиты и корки. Эти новообразования прослеживаются на значительных расстояниях, следуя строго по направлению плоскостей надвигов, в глубь стенок карьеров. Толщина корок обычно около 10 см. Они имеют ровные, прямые контакты с вмещающими породами. По данным рентгеноструктурных исследований цементом корок является низкомагнезиальный кальцит. Важным обстоятельством, указывающим на то, что карбонатные плиты и корки формировались в весьма активных в динамическом отношении зонах, является прекрасная ориентировка обломочного материала в их составе (разрез "Довайнонис-2").

Наряду с этим в конечных моренах нами были встречены намного более значительные по своему масштабу проявления новообразования карбонатов. В одном из Батищевских карьеров в Смоленской области под мореной были встречены флювиогляциальные галечники, скементированные  $CaCO_3$ . Мощность моренного пласта составила около 5 м, вскрытая мощность флювиогляциальных галечников до 10 м. Контакт морены с галечником резкий, прямой. В целом контактную плоскость можно рассматривать как крупный надвиг. Карбонатная цементация наблюдается в верхней части толщи галечника. Нижняя граница зоны цементации представляет собой волнообразную линию. Максимальная мощность зоны цементации составляет 7—8 м в местах раздузов, минимальная — 1 м.

Цементация пленочного и крустификационного типов, местами порового типа. В чистых галечниках новообразованный карбонат покрывает гальки плотной "рубашкой" толщиной до 5 мм, состоящей из крупных призматических кристаллов кальцита. На поверхности "рубашек" часто наблюдаются небольшие друзы. В тех местах, где в



галечнике содержится примесь песка, кальцитовый цемент приобретает мелкокристаллическое или мелкозернистое строение.

Приведенный пример показывает, что в зонах надвигов возможно наличие относительно значительных по своим масштабам зон, с которыми связаны карбонатные новообразования.

### Карбонатные новообразования, связанные с гляциопротрузионными структурами

Гляциопротрузионные структуры в фации чешуйчатой морены и в конечных моренах обычно представлены гляциодиапирами, гляциодайками и гляциокуполами. В большинстве своем они сложены песками различного возраста и генезиса, флювиогляциальными галечниками, а также моренным суглинком.

С гляциопротрузионными структурами связаны разнообразные проявления карбонатных новообразований. Они образуют: 1) конкреции внутри гляциопротрузионных структур; 2) карбонатные плиты и корки, оконтуривающие контакты гляциопротрузионных структур с моренным суглинком; 3) цементацию центральных частей гляциопротрузионных структур; 4) карбонатные плиты и корки на контактах моренных гляциодаек, а также по зонам нарушений внутри их.

Возникновение карбонатных конкреций внутри гляциопротрузий является одной из зачаточных форм проявления аутигенного карбонатообразования в этих структурах. Конкреционные карбонатные стяжения внутри структур выжимания встречаются довольно часто. В качестве примера рассмотрим карьер "Городище", расположенный близ с. Городище Смоленской области. Карьером вскрывается один из холмов моренной равнины, сформированной московским ледником. Холм представляет собой гляциокупол, хорошо выраженный в рельефе (рис. 21). Гляциокупол имеет пологий проксимальный и более крутой дистальный склоны. Относительное превышение холма над моренной равниной 10—15 м. Размер холма в поперечнике около 150 м. Ядро гляциокупола сложено сложнодислоцированным флювиогляциальным песчано-гравийно-галечным материалом серого цвета и пронизано гляциодайками из моренного суглинка коричневого цвета.

В сложнодислоцированном флювиогляциальном материале, слагающем купол, встречаются редкие карбонатные стяжения. Конкреции не имеют ядер, форма их неправильная. Размер до 5—8 см в поперечнике. Цементация пленочного типа, равномерная по всему объему стяжений. Цемент кальцитовый, мелкозернистый. Неправильная форма конкреций обусловливается резкой неоднородностью цементируемого материала, который является несортированной смесью песка, гравия и гальки.

Другим типом аутигенного карбонатообразования в гляциопротрузиях являются карбонатные плиты и корки, оконтуривающие эти структуры. Подобное проявление карбонатообразования было встречено в чешуйчатопостроенной морене в районе Углича в обнажениях у дер. Федюково, Алтыново (Лаврушин, 1976) (табл. 2). В кровле гляциодиапиров и на их флангах на контакте с моренным суглинком имеется почти сливной карбонатный песчаник, в который нередко

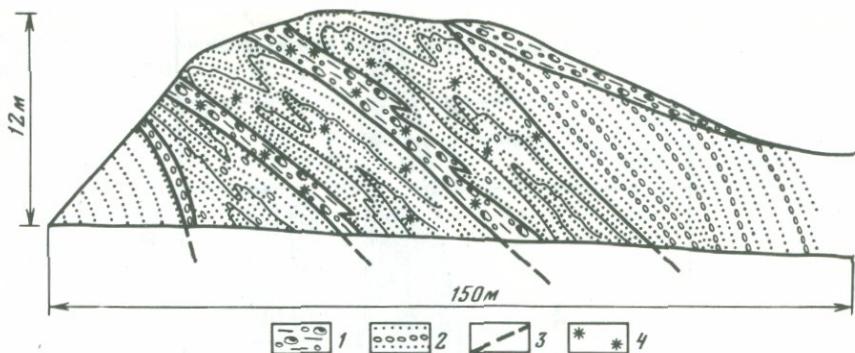


Рис. 21. Принципиальная схема строения карьера Городище

1 — морена; 2 — гравийно-галечный материал; 3 — гляциотектонические нарушения; 4 — конкремионные стяжения

впаяны крупные валуны. Максимальная толщина плит достигает 1 м. Цемент песчаников кальцитовый, мелкоизернистый, местами вокруг обломочных зерен встречаются выделения несколько более крупнокристаллического кальцита типа инкрустационных кайм. При изучении шлифов, отобранных из различных частей плит, видно, что степень их цементации различна. Изредка встречается цементация базального типа, чаще цементация порового типа, наиболее распространена цементация крустикационного типа (рис. 22, см. вкл.). Соответственно с этим изменяется карбонатность плит. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в них неравномерно и колеблется от 9,7 до 29,7% (табл. 2).

О времени образования плит можно судить, исходя из общей геологической обстановки данного региона. В некоторых местах карбонатные плиты срезаются мореной московского возраста, что говорит об их образовании до наступления московского ледникового покрова. Приуроченность плит известковистых песчаников только к диапирам позволяет думать, что образование их происходило на конечных этапах формирования морены.

Аналогичного типа новообразованные карбонатные корки на контактах гляциокуполов наблюдались нами в разрезах конечных морен. В одной из стенок карьера "Дуброво-2" (рис. 23) вскрывалась сложнопостроенная, выжатая в виде диапира толща, состоящая из галечника, серовато-палевых разнозернистых песков и алевритов. Она срезалась верхней моренной чешуйей. Залегание этой чешуи местами горизонтальное, а местами под углом до  $30^\circ$ . На контакте этих двух толщ можно было наблюдать карбонатную цементацию в виде корки толщиной до 15 см. Корка прослеживалась по контакту с мореной, равномерно пересекая сложнопереслаивающиеся, разные по гранулометрии прослои песков. Местами можно было наблюдать как бы "языки" цементации, почти вертикально уходящие вниз от корки. При этом они не придерживаются какого-либо однородного прослоя, а секут совершенно различные по зернистости прослои.

Характерными для корки являются максимальная ее плотность близ контакта с мореной, где развит крустикационный тип цементации, и

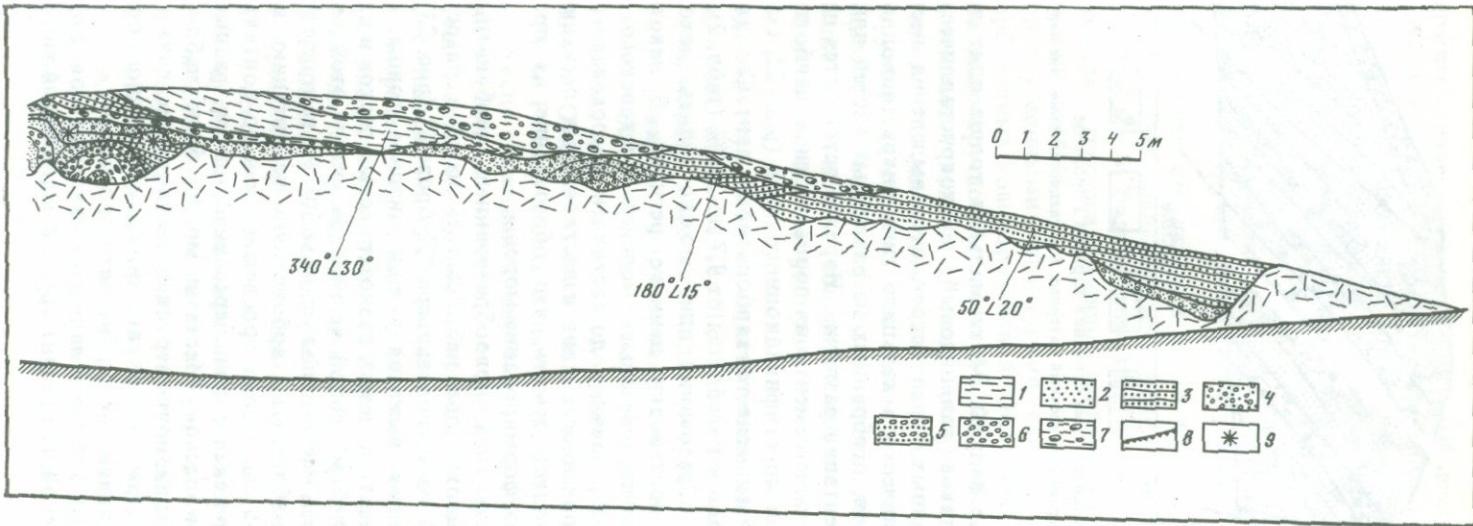


Рис. 23. Карьер Дуброво-2

1 — суглинки; 2 — пески; 3 — слоистые пески; 4 — неслоистый песчано-гравийный материал;  
5 — слоистый песчано-гравийный материал; 6 — гравийники; 7 — мореный суглинок; 8 — конкреционные карбонатные корки; 9 — конкреционные стяжения

Таблица 2

Карбонатность новообразованных плит в разрезе у дер. Федюково  
(район г. Углича)

НН п/п	М.Н.О.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	Пересчет на соли	
					CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>
1	71,99	1,15	26,62	—	100	—
2	88,74	0,92	9,71	—	100	—
3	85,15	1,02	13,42	—	100	—
4	80,02	0,88	18,34	—	100	—
5	75,55	0,98	22,32	—	100	—
6	77,15	1,06	20,46	—	100	—
7	75,92	1,30	21,65	—	100	—
8	78,41	1,16	29,88	—	100	—

уменьшение плотности к периферии с переходом к пленочному типу цементации с постепенным утонением карбонатных пленок вокруг обломков до их полного исчезновения. Цемент кальцитовый, мелко-кристаллический. Содержание CaCO<sub>3</sub> в корке составило 47,82%, MgCO<sub>3</sub> — 0,7%. Часто карбонатные корки прослеживаются на крутопадающих контактах гляциокуполов с моренным суглинком.

Следующим типом карбонатных новообразований в гляциопротрузиях является цементация отдельных частей или же целиком всей протрузионной структуры. В качестве примера рассмотрим карьер у г. Спас-Деменск в Калужской области. Карьером вскрывается крупная конечноморенная грязь московского оледенения, имеющая в плане серповидную форму. Проксимальный склон гряды сложен чешуйчато-построенной моренной толщей, которая местами прорвана крупными гляциокуполами, сложенными гравийно-галечным флювиогляциальным материалом. Диаметр куполов достигает 100—150 м, вскрытая карьером высота куполов — 30 м. Близ центральной части гряды наблюдается отгиб куполов в направлении ледникового давления. Сверху купола срезаются маломощной покровной мореной. В центральной части гряды встречается пологозалегающая морена, содержащая повышенное количество валунного материала. В дистальной части наблюдаются крупные отторженцы гравийно-галечного материала.

Близ контакта с мореною, в центральной части гряды в гляциокуполе была обнаружена цементация флювиогляциального галечника. Мощность зон цементации составила 1—2 м. Цементация пленочного типа. Толщина пленок кальцита не превышала 0,2 мм.

Цементация центральной части протрузионной структуры наблюдалась Ю.А. Лаврушиным совместно с Д. Майкельсоном в штате Висконсин, США, в песчано-гравийных карьерах восточнее г. Медисона. В этих карьерах были встречены гляциопротрузии, центральные части которых оказались сцепментированы кальцитом. Цемент пленочного и порового типов. "Столбы" сцепментированного песчано-галечного

материала оказались отпрепарированными в ходе горных работ. Высота столбов составила 6—8 м. Новообразованный кальцит покрывает гальку и валуны плотными сливными рубашками кремового цвета, толщиной до нескольких миллиметров. "Рубашки" сложены крупными кристаллами кальцита, ориентированными нормально к поверхности галек. Ширина основания призм — 0,2—0,5 мм, высота до 1—2 мм.

Итак, в гляциопротрузиях наблюдаются разнообразные формы проявления новообразований карбонатов. Наиболее ярко выраженным и распространенным типом подледнодиагенетических карбонатных новообразований в гляциопротрузионных структурах являются карбонатные плиты и корки. По данным рентгеноструктурных исследований эти новообразования наиболее часто представлены низкомагнезиальным кальцитом. Характерные черты корок и плит: четкая приуроченность к контактам рыхлого материала, обычно слагающего гляциопротрузионные структуры с моренным суглинком, или к контактам моренных гляциодаек с рыхлым материалом; залегание часто на очень круtyх (почти вертикальных) склонах гляциокуполов или на контактах крутопоставленных моренных гляциодаек; значительная протяженность корок и плит по простирианию и по падению; неравномерность цементации. Последнее, возможно, обусловлено многоактностью процесса формирования корок и плит, при котором в гляциопротрузии поступали растворы, содержащие различные количества растворенного карбоната.

Контакты корок и плит с моренным суглинком резкие, четкие, иногда наблюдается цементация и моренного суглинка, но на небольшую глубину. Контакты с рыхлым песчаным материалом часто постепенные. Мощности рассматриваемых новообразований изменяются от нескольких сантиметров до двух метров.

### Карбонатные конкреции

Недавно было показано, что в конечных и чешуйчатых моренах, а также вблизи крупных отторженцев имеются карбонатные конкреции, которые были выделены в специальный тип конкреционных образований — гляциостресовые конкреции (Лаврушин, Голубев, 1979, 1980). Конкреции распространены в толщах моренных суглинков, слагающих чешуи, а также в крупных гляциопротрузиях, внутри которых имеются дайки или диапиры, образованные моренным суглинком. Кроме того, конкреции этого типа встречаются вблизи крупных отторженцев карбонатных пород. Исследования, проведенные в последние годы, показали, что конкрециообразование в конечных моренах распространено гораздо шире, чем представлялось раньше. В частности, конкреции были обнаружены в чешуях, сложенных песчаным, песчано-галечным и даже галечно-валунным материалом.

## *Конкреции в моренном суглинке*

Конкреции обычно встречаются в чешуях, сложенных моренным суглинком, причем они наиболее характерны для крутозалегающих чешуй. Кроме того, карбонатные конкреции имеются в гляциодайках из моренного суглинка, прорывающих структуры выжимания пород ледникового ложа. Такая приуроченность конкреций позволяет думать, что их образование было связано с участками моренного пласта, которые в момент своего формирования испытывали значительный стресс. Однако для образования конкреций явно недостаточно одного только давления, так как они встречаются далеко не на всех участках моренного покрова, сложенных моренным суглинком и подвергшихся интенсивному давлению в момент своего образования. Поэтому совершенно очевидно, что имеются и другие необходимые факторы, способствующие их образованию, на которых нам удобнее остановиться ниже после рассмотрения конкретного фактического материала.

В качестве примера рассмотрим условия залегания и состав конкреций, обнаруженных в карьере "Городище". Карбонатные конкреции были встречены в моренных гляциодайках, залегающих часто под очень крутыми углами. Мощность гляциодаек от 0,5 до 2—8 м. Углы их падения от  $25^{\circ}$  до почти вертикальных. Валунный материал в составе моренного суглинка, слагающего гляциодайки, представлен валунами кристаллических и осадочных пород. Среди последних преобладают карбонатные породы: известняки и доломиты. Размер валунов колеблется от 20 до 50 мм, достигая иногда 150 мм по длинной оси. Моренный мелкозем состоит в основном из обломочных зерен кварца, достаточно часто встречаются обломки карбонатных пород, в виде единичных зерен — обломки полевых шпатов, пластинки мусковита, глауконит и др. Обломочные зерна скрепляются глинистой массой, в которой присутствуют мельчайшие зернышки карбоната. При изучении шлифов обращают на себя внимание прекрасно выраженная ориентировка обломочного материала, а также вытянутость в этом же направлении как отдельных глинистых чешуек, так и целых агрегатов из них.

Все новообразования карбонатов, наблюдаемые в гляциокуполе, связаны исключительно со структурами внедрения, выжимания, т.е. приурочены к зонам повышенного давления. В то же время в морене на склонах гляциокупола проявления аутигенного карбонатообразования не обнаружены.

Конкреции в моренных гляциодайках, прорывающих гляциокупола, сформированы за счет цементации моренного мелкозема  $\text{CaCO}_3$ . Преобладают конкреции шаровидной формы, иногда встречаются образования несколько уплощенной формы, изредка можно наблюдать срастание нескольких конкреций в сложнопостроенные агрегаты. Размер конкреций колеблется от 1—2 см до 5 см в диаметре. Поверхность конкреций шероховатая, с многочисленными выступающими грубопесчаными и гравийными зернами. Иногда из стенки конкреций выступают даже небольшие гальки. Окраска конкреций аналогична окраске моренного суглинка. Все конкреции имеют ядра из обломков карбонатных пород. Толщина стенок не одинакова. Они толще в

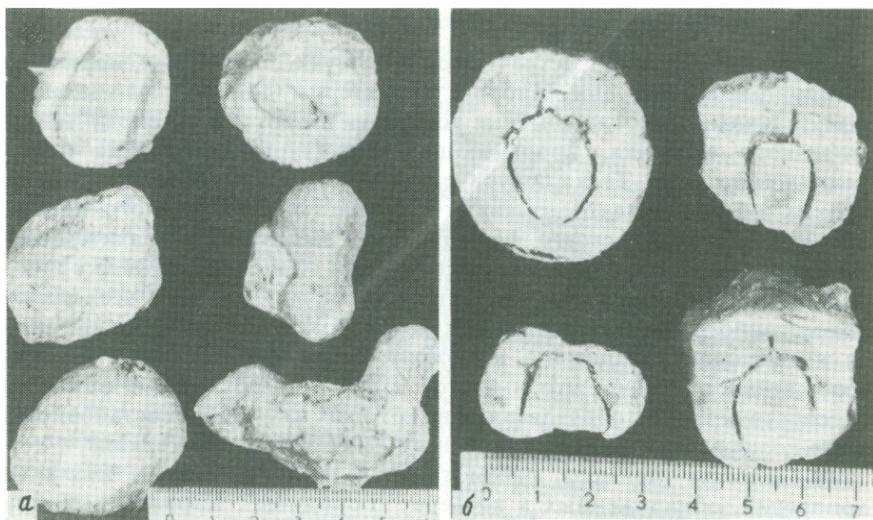


Рис. 24. Гляциострессовые конкреции из карьера Городище  
а — внешний вид конкреций; б — распиленные конкреции

дистальной части конкреции. Напротив, с проксимальной стороны иногда можно видеть даже часть выступающего ядра (рис. 24). Встречаются также конкреции с центрально-расположенным ядром.

Распределение конкреций в моренных дайках неравномерно. Местами на небольших локальных участках они образуют скопления. Обычно на этих участках наблюдается также и повышенное содержание валунного материала. В местах скоплений подавляющее большинство конкреций имеет асимметричное расположение ядер. Конкреции с одинаковой толщиной стенок встречаются в толще моренного суглинка обычно изолированно, на участках со сравнительно небольшим содержанием валунного материала.

Контакт стенки конкреции с ядром резкий, почти всегда на нем наблюдается рыжая, слегка ожелезненная присыпка из мелких карбонатных зернышек и редких глинистых чешуек. Ядра конкреций имеют сглаженные, как бы "оплавленные" очертания. Наличие подобной присыпки на контакте ядра со стенкой конкреции и сглаженные очертания самих ядер, позволяют предположить, что ядра конкреций были подвергнуты частичному растворению. Во многих конкрециях можно видеть трещинки, отходящие от ядра в глубь конкреции (рис. 24). Возникновение подобных трещинок, видимо, связано с процессом литификации конкреций.

В конкрециях обломочные зерна кварца, полевых шпатов, пластинки мусковита, обломки карбонатных пород, т.е. весь тот обломочный материал, который свойственен моренному мелкозему, сцементирован пелитоморфным кальцитом. В составе карбонатного цемента отчетливо различаются две генерации высадившегося кальцита (рис. 25, см. вкл.). Вокруг обломочных зерен наблюдаются кrustификационные каемки, сложенные более крупнокристаллическим кальцитом по сравнению с

основной массой цемента. Часто кальцит, слагающий эти каемки, корродирует обломочные зерна, а в отдельных случаях полностью их замещает, и от них остаются лишь "тени". Вторая генерация — это, собственно, основная масса тонкокристаллического кальцита, цементирующая и, возможно, частично замещающая моренный мелкозем.

В конкрециях встречаются небольшие пятна незамещенного моренного мелкозема (рис. 26, см. вкл.). Контакт между незамещенным моренным мелкоземом и стенкой конкреций достаточно четкий. В конкреции вблизи незамещенного моренного пятна содержание обломочного материала такое же, как и в моренном мелкоземе. При удалении от него количество обломков уменьшается и достигает обычной средней величины их содержания в конкреции. Обычно в стенке конкреции содержится не более 10% обломочного материала от ее объема, тогда как в моренном мелкоземе — 25—30%. Строение конкреций однородное, без признаков концентров. По данным химического анализа содержание  $\text{CaCO}_3$  в конкрециях составляет 46,6%,  $\text{MgCO}_3$  — 0,19%.

В моренных чешуях распространены карбонатные конкреции такого же типа, как описанные в карьере "Городище". Они обычно встречаются на проксимальных склонах конечноморенных гряд. В качестве примера рассмотрим упоминавшийся карьер у г. Спас-Деменска Калужской области, где карбонатные конкреции были обнаружены в моренном суглинке, слагающем проксимальный склон конечноморенной гряды. В его строении участвуют две моренные чешуи, залегающие на чешуе дислоцированного флювиогляциального материала. Чешуи имеют общее пологое падение на север под углом около 15—20°.

Верхняя моренная чешуя имеет мощность до 4 м. Она представлена валунным суглинком коричневого цвета, содержащим большое количество обломочного материала. В чешуе чередуются прослои, насыщенные обломками, с прослойми более глинистого моренного материала. Средний размер обломков в прослоях, обогащенных обломочным материалом, обычно не более 5—7 см по длинной оси, в более глинистых — не более 1—2 см. Толщина прослоев колеблется от 10 до 30 см. В составе обломков резко преобладают карбонатные породы, составляющие до 70% во фракции 5—7 см. В глинистых прослоях моренный суглинок обладает хорошо выраженной плитчатой текстурой с толщиной плиток до 1 см. Моренный мелкозем состоит из обломочного материала размером от гравия до мелкого алеврита, который скрепляется мелкодисперсной массой из чешуек глины и мелких карбонатных зернышек. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в моренном мелкоземе различных прослоев моренного суглинка оказалось довольно постоянным и колебалось от 5,68 до 6,56%, содержание  $\text{MgCO}_3$  составило 0,42%. В шлифах моренного мелкозема заметна хорошо выраженная ориентировка обломочного материала, а также пластинок слюд и чешуек глинистых минералов в одну сторону.

По всей толще моренной чешуи были встречены многочисленные карбонатные конкреции. Для прослоев, обогащенных обломочным материалом, оказались характерны исключительно асимметричные конкреции, для более глинистых прослоев — конкреции шаровидной

формы. В прослоях моренного суглинка, обогащенных обломочным материалом, карбонатные конкреции были обнаружены практически на всех обломках карбонатных пород. Все конкреции нарастают только с дистальной относительно давления стороны обломка. Чаще всего они представляют собой простую корочку, повторяющую контуры обломка толщиной 0,5—1,0 см; иногда образуют даже полусферу, временами приобретают весьма причудливую форму, цементируя крупные обломки пород из моренного суглинка; очень редко встречаются конкреции в виде шариков величиной не более 1 см в диаметре, прилепившихся к дистальной стороне обломка. На контакте стенки конкреции с ядром на последнем обычно видна поверхность растворения. В более глинистых прослоях с незначительным содержанием обломочного материала карбонатные конкреции имеют форму, близкую к шаровидной, их размер полностью зависит от размера обломка, за счет которого они развиты, обычно 1—2 см в поперечнике. Иногда конкреции не имеют ядра, а в их центре образовывается секреция со щеткой мелких кристаллов кальцита. Окраска конкреций аналогична окраске морены, поверхность шероховатая из-за многочисленных выступающих гравийных и грубо-песчаных зерен. Микростроение конкреций полностью аналогично конкрециям, описанным в карьере "Городище". Содержание  $\text{CaCO}_3$  в конкрециях составляет 46,77%,  $\text{MgCO}_3$  — 0,88%.

Нижняя моренная чешуя представлена моренным суглинком коричневого цвета, с хорошо выраженной плитчатой текстурой, с толщиной плиток до 2 см. Средний размер галек не превышает 5—7 см, они равномерно распределены по всей толще моренной чешуи. Мощность нижней моренной чешуи не более 3 м. В целом моренный суглинок чешуи принципиально ничем не отличается от суглинка верхней моренной чешуи. В шлифах моренного мелкозема хорошо заметна прекрасно выраженная ориентировка обломочного материала. В этой чешуе были также встречены карбонатные конкреции. Форма конкреций оказалась близкой к шаровидной, но для ядер было характерно асимметричное расположение, при котором стенка конкреции была более толстой с дистальной стороны.

Подобного же типа конкреции были встречены в породах фации крупных отторженцев. В качестве примера приведем отторженцы каменноугольных доломитов в карьерах "Асеньевское" и "Федорино". Доломиты здесь интенсивно брекчированы и раздроблены под воздействием ледникового давления. В крутозалегающих крупных трещинах разрыва в отторженцах, выполненных бурым моренным суглинком, обнаружены конкреции, залегающие согласно направлению падения плитчатости. Конкреции имеют неровную поверхность и уплощенную эллипсоидальную форму. Ядрами конкреций служат обломки доломитов, известняков, изредка встречаются конкреции без ядер. Стенки конкреций образованы за счет цементации кальцитом моренного суглинка. Утолщенные стенки конкреций были обращены в дистальную сторону по отношению к давлению. Интересной особенностью, подчеркивающей явную диагенетическую природу этих конкреций, является то, что многие конкреции были раздроблены. Это наблюдение хорошо иллюстрирует то, что формирование конкреций

происходило еще в неокончательно остановившейся толще формирующегося моренного покрова.

Микростроение конкреций практически не отличается от подобных образований из других фаций моренного покрова. Стенка конкреции сложена пелитоморфным кальцитом бурого цвета, в который впаяны обломочные зерна, свойственные моренному мелкозему. Вокруг этих зерен наблюдается характерная крастификационная кайма из более светлого и более крупнокристаллического кальцита. Особенностью крастификационной каймы в данном случае является ее вытянутость по направлению удлинения обломочных зерен. Не исключено, что этот факт свидетельствует об избирательном замещении обломочных зерен кальцитом, связанным с давлением.

Разобранные выше конкреции рассматриваются нами как подледно-диагенетические (Лаврушин, Голубев, 1979, 1980). Более подробно на обосновании этого вопроса мы остановимся ниже.

Из приведенных материалов видно, что конкреции в моренном суглинке приурочены к участкам моренного пласта, испытавшим значительный стресс при их формировании. Это — чешуи моренного суглинка, участвующие в строении проксимальных склонов конечно-моренных гряд; гляциодайки моренного суглинка, прорывающие крупные гляциокупола; трещины разрыва, выполненные моренным суглинком в крупных отторженцах карбонатных пород.

Гляциостресовые конкреции формировались за счет цементации моренного суглинка карбонатом в основном около обломков карбонатных пород и очень редко кристаллических пород галечной размерности. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в конкрециях обычно составляет 40—50%,  $\text{MgCO}_3$  — 1—3%. По данным рентгеноструктурных исследований конкреции сложены кальцитом. Незначительное содержание  $\text{MgCO}_3$  обусловлено наличием терригенной примеси доломита. Состав глинистых минералов в конкрециях и в окружающем моренном мелкоземе полностью идентичен. Весьма характерным признаком описанных конкреций оказалась асимметричность расположения ядра в конкреции. Стенки большинства конкреций толще с дистальной стороны по направлению ледникового давления, с проксимальной же стороны ядро часто выступает за пределы конкреции. Подобное строение конкреций отражает направленность роста конкреций в теневую сторону ледникового давления. Микростроение стенок конкреций было во всех случаях полностью идентичным.

#### *Карбонатные конкреции в чешуях, сложенных переработанным ледником флювиогляциальным материалом*

В чешуях, сложенных переработанным флювиогляциальным материалом, в конечных моренах встречаются две разновидности карбонатных конкреций. Первая из них — это редко встречающиеся крупные конкреции. Подобные конкреции были обнаружены в валуннике. Вторая разновидность — мелкие конкреции, не имеющие ядер. Среди них по форме различаются шаровидные и лепешковидные разности.



Рис. 27. Карбонатная корка вокруг крупного валуна (более светлый материал), карьер Рябцево

Прежде всего остановимся на конкрециях в валуннике. Они были обнаружены нами в карьере "Рябцево" в 15 км южнее Смоленска. В карьере вскрывается строение проксимального склона крупной конечноморенной гряды, сложенной, чешуйчатопостроенной толщей, осложненной многочисленными гляциокуполами. В нижней ее части прослеживаются выходы купольной структуры, сложенной гравийно-галечным материалом. В крайней правой части профиля обнажается фрагмент крупного купола, сложенного преимущественно флювиогляциальным песком с незначительным содержанием гравийно-галечного материала. На контакте этого купола с моренной чешуйей в последней была встречена линза валунника с валунами размером до 1 м в попечнике.

Вокруг крупных валунов карбонатных пород в этом валуннике были обнаружены плотные карбонатные корки (рис. 27) толщиной до 3 см. При этом максимальная толщина этих карбонатных корок достигалась на дистальной по отношению к давлению стороне валуна. По сути дела, подобные новообразования являются чрезвычайно крупными конкрециями, напоминающими по своей морфологии конкреции асимметричной формы, описанные в моренном суглинке. Ядрами этих своеобразных конкреций служат валуны. Так, например, в ядре одной из конкреций был обнаружен валун, сложенный мелкозернистым доломитизированным известняком. По данным химических анализов содержание  $\text{CaCO}_3$  в валуне составило 55,09%,  $\text{MgCO}_3$  — 33,3%.

Поверхность валуна покрыта рыхлой пленкой, немного ожелезненной, состоящей из мелких доломитовых зернышек и отдельных чешуек глины, которая явно является остатком растворения. В приконтактовой, с новообразованной коркой, части валуна можно наблюдать про-



Рис. 28. Расколотый валун (показан стрелкой) кварцевого порфира в валуннике, карьер Рябцево

питку бурыми нечеткими разводами гидроокислов железа. Они также свидетельствуют о том, что поверхностные части валуна подверглись растворению.

Новообразованная корка, покрывающая валун, состоит из мелко-кристаллического кальцита, цементирующего обломочные зерна кварца, полевых шпатов, пластинки мусковита, обломки карбонатных и кристаллических пород. Размер обломков самый разнообразный — от алеврита до гравия, иногда в корку впаяны и отдельные гальки. В корке вблизи контакта с ядром наблюдалась базальная цементация, на периферии цементацией пленочного типа. На участках с базальной цементацией кальцит несколько агрессивен по отношению к обломочным зернам, иногда можно заметить слабую их коррозию. Содержание в корке  $\text{CaCO}_3$  достигает 25,99%,  $\text{MgCO}_3$  — 1,76%.

Важно также отметить, что многие валуны расколоты, часто со значительным смещением по трещинам. Причем расколоты даже очень прочные, совершенно невыветрелые валуны кварцевых порфиров (рис. 28). Это явно указывает на то, что валунник подвергался сильному давлению.

Конкремции шаровидной формы обнаружены нами в карьере "Дуброво-2", описание которого дано выше. В северо-восточной стенке карьера между двумя моренными чешуями имеется чешуя серых разнозернистых флювиогляциальных песков общей мощностью 3—4 м. Пески слоистые за счет наличия линзочек и прослоев грубопесчаного и гравийного материала, а также цепочек галек. Наиболее хорошо слоистость представлена в нижних 1,0—1,5 м толщи, где наблюдается переслаивание серовато-палевых песков и прослоев гравий-

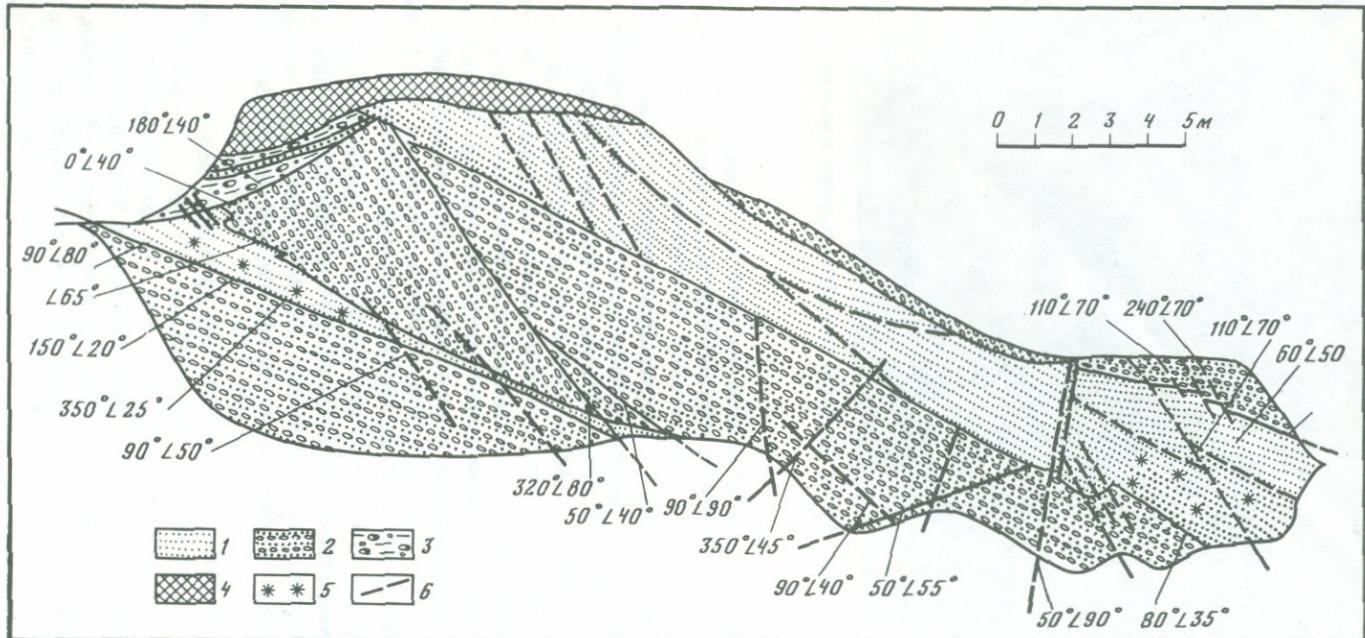


Рис. 29. Строение стенки карьера Раченята

1 — песок слоистый; 2 — песчано-гравийно-галечный слоистый материал; 3 — моренный суглинок; 4 — отвалы карьера;  
5 — конкреции; 6 — гляциотектонические нарушения

Рис. 30. Карбонатные конкреции из песчаной чешуи карьера Раченята

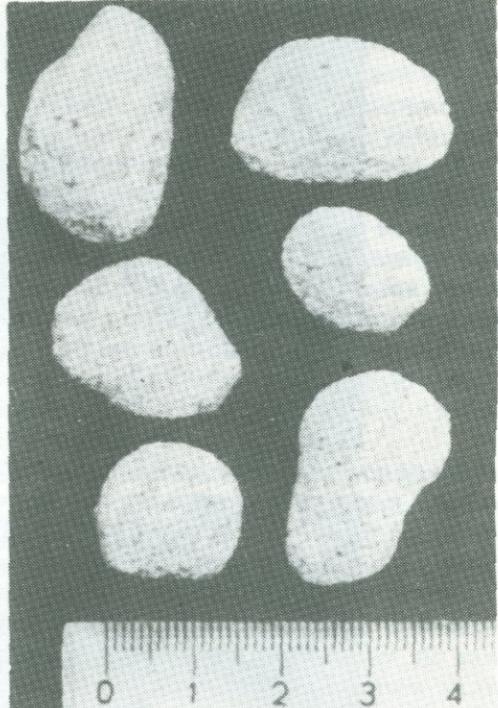
но-галечного материала. Толщина отдельных прослоев от 10 до 20 см.

Конкреции не приурочены к какому-либо определенному горизонту и встречаются по всей толщине песчаной чешуи. Форма подавляющего большинства конкреций шаровидная, изредка встречаются конкреции уплощенной формы, а также сросшиеся конкреции. Размер стяжений от 0,5 до 3 см в диаметре. Конкреции не имеют ядра, строение их однородно, без признаков концентров. В шлифе под микроскопом они представляют собой песчаник разнозернистый, кварцевый, содержащий единичные обломки полевых шпатов, карбонатных пород, гранита, зерен глауконита. Цемент кальцитовый, мелкокристаллический, цементация пленочного типа, равномерная по всей конкреции. Очень редко можно наблюдать слабую коррозию обломочных зерен кальцитовым цементом. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в конкрециях составляет 20, 80%.

Подобного же типа конкреции были встречены в карьере "Раченята", расположенном севернее Минска на Ошмянской конечноморенной гряде. Карьер вскрывает один из холмов, насаженных на грядообразное повышение. Высота холма 4—5 м. Чешуйчатопостроенная толща этого холма сложена тонкозернистыми палево-желтыми песками и гравийно-галечным материалом с включениями валунов размером до 20—30 см в поперечнике. Чешуи имеют мощность до 5 м и залегают с азимутом падения 140—150° под углами от 25 до 35° (рис. 29).

Карбонатные конкреции приурочены к чешуям, сложенным тонкозернистыми песками. В одной чешуе мощностью до 3 м, сложенной полимиктовым песком с тонкой субпараллельной слоистостью, наблюдалось много трещин, часто со смещениями на десятки сантиметров, что явно указывает на то, что в момент формирования чешуи пески были в мерзлом состоянии. В этой чешуе обнаружены карбонатные конкреции (рис. 30), имеющие форму, близкую к шаровидной. Размер конкреций не превышает 1—1,5 см в поперечнике. Конкреции не имеют ядра и в шлифе представляют собой песчаник, скементированный мелкозернистым  $\text{CaCO}_3$ . Цементация пленочного типа, цемент не агрессивен по отношению к обломочным зернам.

Наконец остановимся на лепешковидных или уплощенных конкре-



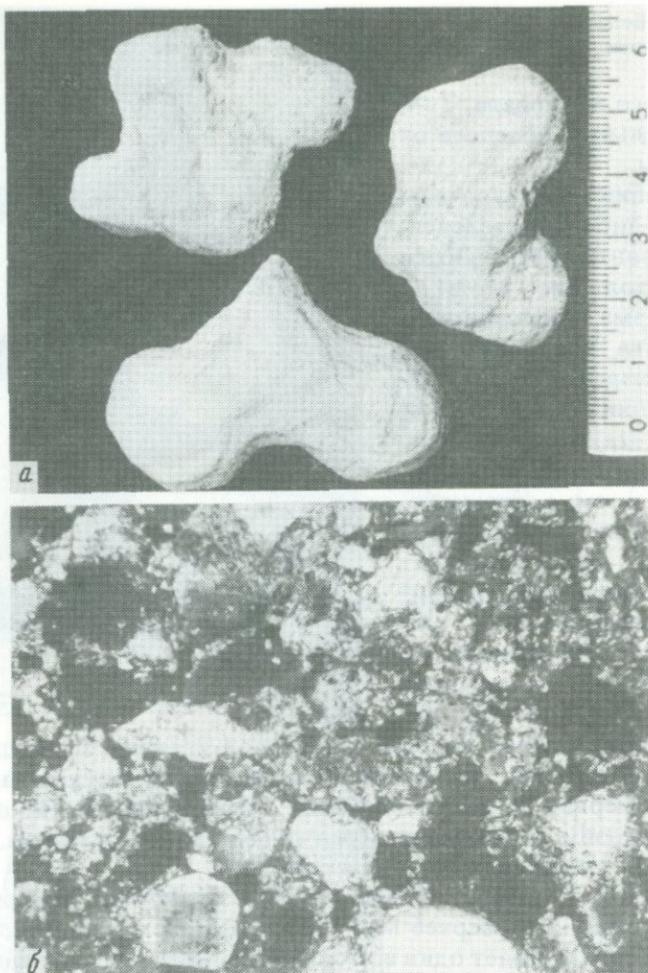


Рис. 31. Карбонатные конкреции карьера Раченята

*a* — конкреции из песчано-алевритовой чешуи; *б* — микростроение этих конкреций, пленочный и поровый типы цементации. Ув. 100, ник. +

циях. Конкремции подобного типа были встречены в том же карьере "Раченята" в чешуе, сложенной песчано-алевритовым материалом, которая зажата между чешуями гравийно-галечного материала. В нижней части мощность чешуи не превышает 30 см, вверх ее мощность увеличивается до 2 м. Чешуя разбита серией сбросов со смещениями по ним на десятки сантиметров. В песчаных прослоях чешуи были обнаружены карбонатные конкреции, имеющие форму лепешек, часто сросшихся и приобретших замысловатые очертания (рис. 31). Размеры лепешек в поперечнике достигают 6 см, толщина 0,5—1 см. В шлифах конкреций представляют собой, как и в предыдущем случае, песчаник, скементированный  $\text{CaCO}_3$ . Тип цементации пленочный и поровый. Ядер конкреции не имеют. Цементация равномерна по всему объему конкреции, цемент слабо агрессивен по отношению к обломочным зернам.

Такие же конкреции найдены нами в центральной части Спас-Деменской конечноморенной гряды в чешуе песчано-гравийно-галечного материала, залегающей под пологопадающей моренной чешуей (аз. пад.  $170^\circ < 10^\circ$ ). В чешуе наблюдалась хорошо выраженная слоистость, образованная чередованием прослоев песка с гравийно-галечными прослойями. Конкреции приурочены к песчаным прослоям, сложенным разнозернистым, полимиктовым песком. Конкреции имеют форму лепешек с причудливыми очертаниями. Толщина конкреций достигает 0,5 см, размер в поперечнике до 20 см. В шлифе под микроскопом они представляют собой разнозернистый песчаник, мономинеральный, кварцевый, с единичными обломочными зернами полевых шпатов и карбонатных пород. Цемент кальцитовый, мелкозернистый, цементация пленочного типа. Иногда можно наблюдать слабую коррозию обломочных зерен цементом. Ядер конкреции не имеют. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в конкрециях составило 24,42%.

Таким образом, в переработанном ледником флювиогляциальном материале, слагающем чешуи в конечноморенных грядах, также распространены новообразования карбонатов. В валуннике были обнаружены гигантские конкреции, напоминающие по своей морфологии асимметричные гляциострессовые конкреции в моренном суглинке. Для чешуй, сложенных преимущественно песками, оказались характерны конкреции шаровидной и лепешковидной форм, сложенные, по данным рентгеноструктурных исследований, низкомагнезиальным кальцитом. Как шаровидным, так и лепешковидным конкрециям свойственны одинаковые черты: отсутствие ядра, равномерная цементация по всему их объему, кальцитовый состав.

Для галечников, участвующих в строении конечноморенных гряд, более характерны новообразования в виде карбонатных пленок на гальках карбонатных пород в галечниках. Подобные пленки можно рассматривать как начальные этапы формирования конкреций.

### Пленочная цементация в чешуях галечников конечных морен

Исследования в Белоруссии показали, что в чешуях флювиогляциальных галечников, вовлеченных ледником в движение, постоянно встречается вторичная карбонатная цементация, которая придает устойчивость от обрушения вертикальным стенкам карьеров. В качестве примера можно привести карьер "Калпаки", расположенный в 7 км от г. Гродно по шоссе на г. Лунна. Карьер приурочен к проксимальному склону конечноморенной гряды. В стенке карьера обнажается, сложнодислоцированная толща гравийно-галечных флювиогляциальных отложений с линзочками серовато-палевых разнозернистых песков. Галечный материал в гравийно-галечных прослоях более чем на 60% состоит из галек карбонатных пород. Для этих прослоев характерно наличие раздробленных галек, отдельные части которых смешены относительно друг друга. Это позволяет думать о том, что при перемещении под воздействием движущегося льда галечный материал подвергался достаточно интенсивному давлению.

Другим важным фактом является наличие на гальках карбонатных

пород тонкой корочки аутигенного карбоната. Непосредственно на гальке эта корочка выглядит как тонкая пленочка, приуроченная к проксимальной стороне гальки. К этой пленке прикрепляются близлежащие гравийные зерна, а иногда и соседние гальки, на проксимальной стороне которых также возможны новообразованные корочки. Часто аутигенный карбонат, кроме того, цементирует отдельные фрагменты раздробленных галек карбонатных пород. Наличие тонкой пленки новообразованного карбоната практически на всех гальках карбонатных пород создает в толще слабую цементацию.

#### Цементация песчаных прослоев и линз в моренном суглинке гляциодаек крупных гляциокуполов

В некоторых разрезах, вскрывающих строение достаточно крупных гляциокуполов, нами обнаружена полная или частичная цементация кальцитом небольших песчаных линз в гляциодайках, образованных моренным суглинком. Например, в карьере "Раченята" в одной из стенок была обнаружена гляциодайка из моренного суглинка, прорывающая чешуи, сложенные флювиогляциальным материалом под углом, близким к  $60^{\circ}$ .

Внутри этой гляциодайки имеется линза, выполненная карбонатным песчаником. Внутреннее строение последнего оказалось весьма своеобразным: карбонатный песчаник при рыхлении распадался на отдельные удлиненные стяжения стержневидной, цилиндрической формы, что связано с неравномерной его цементацией (рис. 32). В диаметре эти стяжения достигают 5—7 см, в длину вскрыты до 2 м вглубь и продолжаются далее без какого-либо намека на выклинивание. Конкремионные стяжения сформированы за счет цементации песка  $\text{CaCO}_3$ . Цемент мелкозернистый, местами приобретает пелитоморфный облик и более бурью окраску, что позволяет предположить примесь в его составе глинистого материала. Тип цементации базальный. Цемент слабо агрессивен по отношению к обломочным зернам. Необходимо

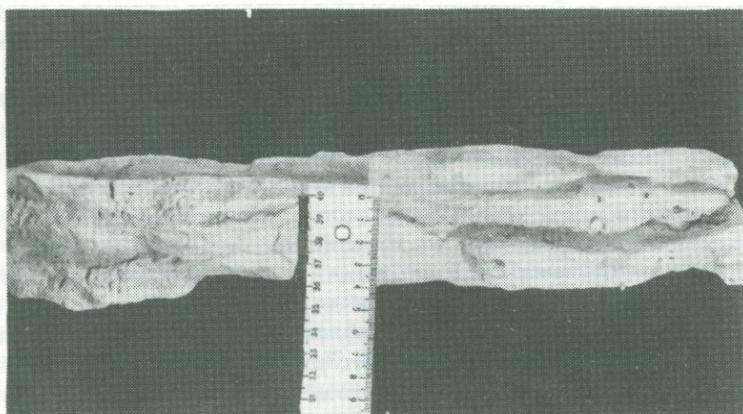


Рис. 32. Фрагмент стержневидного конкремионного стяжения, карьер Раченята

отметить наличие прекрасной ориентировки обломочного материала в шлифах, сделанных согласно удлинению конкреционных стяжений.

В некоторых случаях в одном и том же разрезе можно наблюдать как полную, так и частичную цементацию песчаных прослоев и линз в моренных гляциодайках. В качестве примера приведем наблюдения в Спас-Деменском карьере, в котором была обнаружена крутопоставленная моренная гляциодайка, прорывающая гляциокупол, сложенный гравийно-галечным материалом. Прослои и линзы песка, содержащиеся в этой дайке, ориентированы согласно с ее общим падением и падением плитчатости морены. Протяженность линзочек песка достигает 1 м, ширина 5—10 см. Максимальная плотность цементации отмечена на контактах с моренным суглинком, в центре линзочек песок обычно несцементирован. Очень редко встречались линзы, нацело сцементированные  $\text{CaCO}_3$ . Вблизи контактов с моренным суглинком цементация песка обычно базального типа, в центре линзочек — крустификационного и пленочного типов. Цемент кальцитовый, мелкозернистый, слабо агрессивен по отношению к обломочным зернам.

### Подледнодиагенетические карбонаты в фации крупных отторженцев и отторженцевой фации конечных морен

В изученных конечных моренах отложения отторженцевой фации оказались достаточно широко распространенными. Карбонатные новообразования в породах этой фации также были обнаружены, хотя отторженцы нередко были сложены сложноперемешанным песчаным и гравийно-галечным материалом. Они оказались приуроченными к песчаным прослоям, имеющимся в моренном суглинке, облекающем отторженцы. В качестве примера рассмотрим карьер "Обухово", расположенный в 10 км юго-восточнее Гродно. Карьером вскрывается центральная часть конечноморенной гряды. В стенах карьера обнажаются отторженцы, сложенные разнообразными сложнодислоцированными песками и галечниками. Протяженность отдельных отторженцев по стенкам карьера до 100 м. Отторженцы отделяются друг от друга частично облекающим их моренным суглинком. В одном из таких выходов моренного суглинка были обнаружены конкреционные карбонатные стяжения, приуроченные к прослоечкам и линзочкам песков, рассланцовывающих морену. Морена представлена красно-бурым валунным суглинком, сильно опесчаненным, с хорошо выраженной плитчатостью, которая подчеркивает ее залегание под крутыми углами ( $50$ — $70^\circ$ ). Толщина плиток от 1 до 5 см. В шлифе видно, что моренный мелкозем в большом количестве содержит пелитоморфный карбонатный материал. Это подтверждается и данными химического анализа, согласно которому содержание  $\text{CaCO}_3$  в моренном мелкоземе — 29,10%,  $\text{MgCO}_3$  — 0,88%. Толщина прослоев песка 1—2 см, иногда встречаются небольшие раздувы прослоев до 20—30 см. Песок серого цвета, разнозернистый, олигомиктовый. Основная масса песка представлена кварцем, кроме того, характерны обломочные зерна полевых шпатов и темноцветных минералов. В тонких прослоях песок

неслоистый. В более мощных прослоях заметна тонкая слоистость, ориентированная согласно плитчатости в морене. В песке встречаются также редкие гальки.

Карбонатные конкреционные стяжения были сформированы за счет цементации прослоев песка между плитками морены карбонатом кальция. Форма новообразований уплощенная, лепешковидная. В тонких прослоях толщиной до 1 см цементируется весь прослой целиком, в прослоях же толщиной около 2 см и более, наиболее плотная цементация приурочена к контактам с мореной. В центральной части подобных прослоев песок обычно несцементирован. В редких случаях удалось обнаружить цементацию только в виде прожилка в центре прослоя песка. Цемент тонкозернистый, цементация базального типа. Кальцит чрезвычайно агрессивен по отношению к обломочным зернам, интенсивно их корродирует, часто полностью замещает. Содержание  $\text{CaCO}_3$  в сцементированных прослоях песка достигает 38,5%.

### Процессы формирования новообразованных карбонатов в моренах

Все описанные новообразования карбонатов, встречающиеся в различных фациях и типах морен, связаны со временем их формирования и, таким образом, могут рассматриваться как подледно-диагенетические.

Процессы формирования подледно-диагенетических карбонатов можно понять только при учете особенностей формирования различных фаций и типов морен. Эти особенности частично были недавно освещены в ряде публикаций (Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин, 1976, 1980; Лаврушин, Голубев, 1980; Лаврушин, Чугунный, 1982).

Отметим, что группа подледно-диагенетических карбонатных новообразований не является однородной. По нашим представлениям, в ней можно выделить по крайней мере две подгруппы новообразований. Первая из них своим возникновением связана в значительной степени с процессами режеяции. Появление карбонатных новообразований второй подгруппы, по-видимому, в большей степени связано с отжатием подледниковых подземных вод под воздействием ледникового покрова. Наличие этого явления, характерного для подледниковой гидросферы, было сравнительно недавно описано в литературе (Левков, Лавров, 1974; Левков, 1980; Трофимук и др., 1974). Возникновение каждой подгруппы новообразований характерно для вполне определенной стадии формирования морены. Первая подгруппа образуется в основном в стадию формирования пласта монолитной морены. Вторая — в стадию перестройки моренного пласта в процессе движений по плоскостям внутренних сколов при формировании чешуйчатых и конечных морен.

## *Подледнодиагенетические новообразования, связанные преимущественно с процессами режелляции*

К карбонатным новообразованиям, связанным главным образом с процессами режелляции, относятся прежде всего кальцитовые корки, обнаруженные на ледниковом ложе, сложенном скальными породами, как под современными ледниками, так и под плейстоценовыми моренами. Эти корки привлекли внимание ряда исследователей. Вопрос о процессе их возникновения оказался далеко не простым, поскольку талая ледниковая вода является обычно резко недонасыщенной по составу всех компонентов. В связи с этим прямая высадка кальцита из ледниковых вод невозможна. Тем не менее в природе, как было показано, наблюдается подледная хемогенная высадка  $\text{CaCO}_3$ .

В объяснении процесса образования кальцитовых корок на ледниковом ложе существуют различные мнения. Д. Форд с соавторами (Ford et al., 1970) высказали идею о том, что в подледных условиях на проксимальной стороне препятствий ледникового ложа происходит растворение известняков ложа под давлением и насыщение талой воды до определенной концентрации. При перемещении образующегося раствора на дистальную поверхность или при попадании его в какую-либо полость происходит резкий спад давления, перенасыщение раствора и выпадение осадка. При этом авторы ошибочно предположили, что процесс растворения карбонатных пород ложа происходит без участия  $\text{CO}_2$ , так как его нет в подледных условиях. Схожих взглядов придерживаются Т. Бъякке и Х. Дюпвик (Bjakke, Dypvik, 1977). Они предположили, что формирование осадка происходило путем выпадения его из растворов ледниковых вод около фронта ледника при резком спаде давления. Слоистость осадка отражает различные скорости его отложения из-за изменения режима ледника.

Взгляды Д. Форда с соавторами на формирование подледных карбонатных осадков были подвергнуты критике Н. Пейгом (Page, 1971). Он, в частности, отмечал, что объяснения Д. Форда с соавторами недостаточны, так как обнаруженная концентрация карбоната кальция в талых водах слишком незначительна. Вместо этого Н. Пейг предлагает гипотезу давления талой воды, в свете которой концентрация растворенных компонентов не является таким важным фактором. Он также отмечает, что перемещение таких больших масс кальцитовых осадков могло происходить только в условиях достаточного насыщения талой воды углекислым газом. Подобное насыщение имеет место в основании ледников благодаря содержанию во льду пузырьков газов.

Необходимо остановиться на составе газов в толще льда. Исследования в этом отношении проводились рядом ученых, материалы которых мы попытались обобщить. Как было установлено, состав газов, содержащихся в пузырьках, существенно отличается от атмосферного. Действительно, если обратиться к составу газов из толщи ледникового льда, то он оказывается достаточно специфичным. Различные исследователи, изучавшие состав газов в ледниках и ай-

сбергах Антарктиды и Гренландии, ледников Норвегии и Альп, отметили везде повышенное в десятки и сотни раз содержание  $\text{CO}_2$  и соответственно пониженное содержание  $\text{O}_2$  по сравнению с атмосферой.

Исследование ледника Сторнбрин в Норвегии показало, что содержание кислорода, эквивалентное в верхней части ледника атмосферному (19,5—21,9%), к нижней части ледника, в более древнем льде, уменьшается до 5—12%. Повышенное содержание  $\text{CO}_2$  до 10 раз и более, чем в воздухе, наблюдалось вблизи фирновой линии и в краевых частях ледника (0,05—0,29%) (Coachman et al., 1956, 1958).

Анализы пузырьков газа айсбергов и ледников Антарктиды также показали близость состава газа в пузырьках к составу атмосферы за исключением  $\text{CO}_2$  (Matsuo, Miyake, 1966). По их определениям, содержание  $\text{O}_2$  колеблется от 20,7 до 21,3%,  $\text{N}_2$  — 77,3% и  $\text{CO}_2$  от 0,028 до 0,29%. В гренландских айсбергах также отмечено несколько пониженное по сравнению с атмосферным содержание  $\text{O}_2$  (Scholander et al., 1956). Во льдах Гренландии среднее содержание кислорода в пузырьках несколько меньше, чем в воздухе, и колеблется от 20,2 до 21%, содержание  $\text{CO}_2$  выше, чем в воздухе, и составляет от 0,04 до 0,1% (Scholander et al., 1962). В Гренландии в скважине, пробуренной на станции Сайт-2, были проведены анализы газа во льду в интервале глубин от 72 до 311 м. Было установлено, что содержание  $\text{CO}_2$  составило в разных образцах от 0,1 до 16,3% (Лэнгуэй, 1964).

Газовые пузырьки в современных покровных ледниках прослеживаются на довольно значительные глубины. Так, по данным бурения ледникового покрова на американской антарктической станции Бёрд (Gow, Williamson, 1975) до глубины 800 м газовые пузырьки прослеживаются отчетливо, далее они постепенно исчезают и с глубины 1100 м оптически не обнаруживаются. Авторы заключают, что, по всей видимости, на такой глубине они содержатся в виде газовых гидратов. Размер пузырьков обычно 0,33—0,37 мм. Ниже глубины 800 м в значительных количествах вместо пузырьков начинают появляться полости, образование которых связывается с ростом решетчатой структуры льда. Объемы газа во льду колеблются от  $10,5 \text{ см}^3 / 100 \text{ г льда}$  на глубине 1298 м до  $12,5 \text{ см}^3 / 100 \text{ г льда}$  на глубине 2156 м, т.е. содержание газа в толще льда остается постоянным. Таким образом, был получен чрезвычайно важный вывод о том, что содержание  $\text{CO}_2$  в толще льда оказывается достаточно существенным.

Вернемся к карбонатным коркам, процесс возникновения которых детально изложен в работе Б. Халлетта (Hallet, 1976). Процесс подледного осаждения кальцита в свете представлений этого исследователя состоит в следующем. При скольжении ледника на проксимальной стороне препятствий ложа вследствие давления происходит таяние льда. Это вызывает появление пленки режециональной воды, являющейся по существу раствором, в состав которого входят вещества, как ранее растворенные во льду, так и вещества из пород ледникового ложа. При перетекании на дистальную поверхность происходит спад давления, замерзание пленки воды с образованием режеционального льда. При этом увеличивается концентрация раствора.

ров, они становятся пересыщенными и происходит выпадение осадка. В этом процессе большую роль играет  $\text{CO}_2$ , содержащийся в пузырьках в толще льда, который контролирует процесс растворения породы и насыщение растворов.

Б. Халлелт сделал попытку рассчитать возможные давления и концентрации  $\text{CO}_2$  в толще льда на проксимальной стороне препятствий. В качестве основы своих расчетов он избрал мощность льда около 100 м, а содержание  $\text{CO}_2$  в пузырьках 1—5%. В результате он оценил  $p\text{CO}_2$  на проксимальной стороне препятствия ледникового ложа в пределах  $4 \cdot 10^{-3} \div 4 \cdot 10^{-4}$  бар, а соответствующую концентрацию растворов около  $2,4 \cdot 10^{-3}$  м.

В расчеты Б. Халллета было заложено, что время контакта воды с породой составляло не более 100 с. Отсюда становилось ясно, что при взятых параметрах какого-либо существенного осаждения  $\text{CaCO}_3$  ожидать трудно. Поэтому для объяснения процесса возникновения кальцитовых корок Б. Халллетом была использована идея, высказанная рядом гляциологов, о том, что процесс периодического оттаивания и замораживания приводит к повышению концентрации образующихся режеляционных растворов. Для проверки этой идеи Б. Халллет провел ряд экспериментов по замораживанию растворов  $\text{CaCO}_3$  (Hallet, 1976), близких по своим концентрациям к ожидающим в подледных условиях (табл. 3). Эти эксперименты показали заметное увеличение ионной концентрации  $\text{Ca}^{++}$  в образующемся льде и растворе. При этом в конечной порции раствора концентрация увеличивалась в 50 раз по сравнению с первоначальным раствором. Выпадение кальцита наблюдалось только на самых последних этапах опыта непосредственно перед полным замораживанием раствора. После растаивания порций льда, замерзших в последнюю очередь, в талой воде обнаруживался взвешенный белый осадок. Рентгеноструктурное исследование показало, что это кальцит. Б. Халллет заключил, что подобный мелкодисперсный осадок мог появиться только при таянии эвтектической смеси льда и раствора  $\text{CaCO}_3$ . В одном из опытов наблюдался даже ромбический кристалл кальцита длиной 2 мм на поверхности льда.

В целом проведенные эксперименты можно оценить как очень интересные, поскольку они показали, что по мере замораживания раствора происходит повышение его концентрации и в конечном счете выпадение кальцита. Одновременно эти материалы достаточно хорошо объясняют механизм формирования подледных карбонатных осадков.

Для объяснения процесса формирования натечных корок, описанных нами в карьере "Городище", под плейстоценовой мореной можно также, по нашему мнению, использовать данные Б. Халллета. В процессе скольжения ледника по ложу образуется значительное количество режеляционной воды, в состав которой входит растворенный углекислый газ из пузырьков базального льда. Благодаря его наличию в составе режеляционной воды, а также высокому давлению происходит растворение известняка с образованием растворов, устойчивых в этих условиях. При попадании растворов в трещины ложа они замерзают вследствие спада давления и происходит высадка карбоната кальция.

Таблица 3

Изменение концентрации кальция  
при замораживании растворов по Б. Халлете (Hallet, 1976)

Номер эксперимента	Объем раствора (л)	Конечная мощность льда (см)	Длительность замораживания (ч)	$S^*$ (мм/c <sup>2</sup> )	Первоначальная концентрация Ca M · 10 <sup>-4</sup>	Конечная концентрация Ca M · 10 <sup>-4</sup>
E-1	0,5	30	24	1,02	0,77	21,4
E-2	0,4	14	96	0,24	0,45	20,2
St 1	0,5	27,7	120	0,42	0,45	21,9
Lt 1	1,1	18	168	0,23	2,0	19,3
Lt 2	1,1	17,7	84	0,32	2,2	19,0
St 2	0,5	24,5	125	0,37	3,8	19,7

\*Скорость замораживания (в мм/с) приблизительно равна  $S$ , деленному на квадратный корень времени (в с).

Предельная глубина распространения натечных корок вглубь по трещинам, составляющая 30 см, видимо, соответствует расстоянию, на котором происходило его замерзание.

На контактах карбонатных корок со стенками блоков можно было наблюдать следы растворения известняка, выражавшиеся в появлении рыхлой пылеватой присыпки желтовато-рыжего цвета, состоящей из мельчайших карбонатных зернышек, покрытых тонкой пленкой гидроокислов железа, и отдельных глинистых чешуек. Это может свидетельствовать о том, что началу формирования корок предшествовал процесс растворения известняка. Следы растворения часто также выражаются в отпрепарировке поверхности трещины, при которой на ней выступают более крупнокристаллические и соответственно более труднорастворимые остатки раковин.

Таким образом, процесс подледного карбонатоосаждения тесно связан с явлением периодического замораживания растворов режеационных вод, образующихся при скольжении ледника по ложу. В то же время в условиях мощных покровных ледников плейстоцена осаждение карбонатов могло контролироваться в большей степени изменением давления на различных участках моренного пласта.

Мы сознаем, что высказанные соображения о процессе образования кальцитовых корок под плейстоценовой мореной на известняках могут подвергаться сомнениям, поскольку возможны и другие варианты объяснения их появления. В частности, напрашивается мысль о связи их с грунтовыми водами. Однако такой, своего рода традиционный, подход имеет свои слабые стороны. В особенности это относится к тому, что в современных условиях происходит не столько образование корок, сколько их разрушение. Далее, при таком подходе, по сути дела, невозможно объяснить, например, такой момент, как распространение корок лишь только на определенную глубину по стенкам блоков известняка. Именно поэтому мы считаем возможным рассматривать эти натечные формы как реликт ледникового времени, а процессы формирования их связать с явлениями периодического замораживания режеационных вод. Остается лишь добавить, что дезинтеграция

пласта известняков на блоки была связана, по нашему мнению, с интенсивным давлением ледникового покрова на ледниковое ложе.

С процессом периодического таяния и замерзания режеляционных вод в толщах плейстоценовых морен связывается также образование карбонатных налетов на валунах и на плитчатой отдельности морен, а также линзообразных выделений пелитоморфного  $\text{CaCO}_3$  внутри моренного мелкозема (Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин, 1976). Важным обстоятельством, указывающим на подледнодиагенетическую природу этих новообразований, явилось обнаружение Ю.А. Лаврушиным карбонатов на валунах, извлеченных непосредственно из морено-содержащего льда в Гренландии.

Кроме того, появление вышеупомянутых карбонатных новообразований тесно связано с механизмом формирования самой морены. Как известно, монолитная морена формируется при процессах послойно-дифференцированного пластического течения льда, сопровождающихся явлениями режеляции. При движении ледника вышележащие слои скользят по нижележащим по многочисленным субпараллельным плоскостям среза (Лаврушин, 1976). В результате трения на этих поверхностях появляется режеляционная вода. При прекращении подвижек вода замерзает с образованием лент режеляционного льда. В нижних частях ледникового покрова это приводит к чередованию морено-содержащих лент льда с лентами режеляционного льда. Режеляционная вода благодаря наличию в ней  $\text{CO}_2$  способна растворять терригенный карбонатный материал в морено-содержащем льде, что приводит к образованию растворов  $\text{CaCO}_3$ . При замораживании растворов режеляционных вод происходит высадка кальцита. Отсюда реликтами лент режеляционного льда в толщах монолитных морен можно считать песчаные или песчано-карбонатные присыпки между плитками морены.

Еще больший масштаб описанные новообразования приобретают в локальных моренах. Так, в локальной морене, содержащей повышенное количество обломков доломитов (Гурский, Орешкин, 1978), на вершине конечноморенной гряды в Славгородской конечноморенной зоне были описаны прослоечки новообразованного пелитоморфного карбоната между лямеллями, а также пелитоморфные выделения карбоната в виде линз и пятен внутри моренного суглинка. Не исключено, что в данном случае, кроме режеляции, в процессе формирования этих новообразований принимали участие подледниковые грунтовые воды, отжимаемые ледником с ложа. На этом процессе мы остановимся более подробно в следующем разделе.

Таким образом, образование карбонатных налетов на плоскостях плитчатой отдельности морены и на поверхностях валунов, а также гнезд, линз, прослоек и каемок вокруг терригенных зерен аутигенного  $\text{CaCO}_3$  в моренном мелкоземе, происходит в толще движущегося льда путем высадки из растворов режеляционных вод. В соответствии с этим все перечисленные новообразования являются диагенетическими, сформированными в ходе подледного диагенеза.

С режеляционными процессами связано, по-видимому, также образование обволакивающей тонкой пленки  $\text{CaCO}_3$  в доломитовой брекчии

крупных отторженцев, описанных нами в Калужской области. Как уже упоминалось, любое крупное включение в составе моренного покрова представляет собой упор для движущегося льда, вокруг которого создаются повышенные давления. Наличие повышенных давлений приводит к усилению процессов режеяции. Благодаря этому крупные включения в составе моренного покрова оказываются под воздействием режеационных вод. Таким образом, можно предположить, что карбонатные новообразования, наблюдаемые в толщах отторженцев карбонатных пород, в большей степени связаны именно с режеационными водами.

Наконец, преимущественно с процессами режеяции мы считаем возможным связать перекристаллизацию писчего мела в зонах надвигов на о-ве Мён (Дания). В данном случае можно полагать, что состав режеационных вод был весьма специфическим.

В заключение рассмотрения карбонатных новообразований, возникших преимущественно под воздействием режеяции, нам хотелось бы отметить одно важное обстоятельство. Выше было показано, что пузырьки газа в толще льда часто бывают обогащены CO<sub>2</sub>. Но среда и активность физико-химических процессов в толще формирующейся морены зависят не только от состава льда. В процессе движения льда происходит смешение захваченного разнородного материала, что может привести к существенно неоднородной геохимической обстановке образующегося пласта морены даже на сравнительно близких его участках (Лаврушин, 1976). Именно поэтому режеационные воды могут иметь существенно иной состав. Особенно это касается покровных ледников, развитых на рыхлых осадочных породах чехла платформы. В этом случае на состав режеационных вод большое воздействие могут оказывать подледниковые подземные воды, отжимаемые ледником. На этом процессе более подробно уместно остановиться в следующем разделе.

Еще раз подчеркнем, что карбонатные новообразования в моренном суглинке, связанные с процессом режеяции, образуются в fazу формирования пласта монолитной морены и являются первой стадией подледнодиагенетического карбонатообразования.

#### *Подледнодиагенетические карбонатные новообразования, связанные преимущественно с подледниковыми подземными водами*

В последние годы высказана очень интересная идея о том, что под влиянием ледниковой нагрузки возможно выжимание грунтовых вод из довольно глубоких горизонтов осадочного чехла платформы и их разгрузка как на ледниковое ложе, так и в краевой части ледника. В качестве примера можно привести работу Э.А. Левкова и А.Н. Лаврова (1974), в которой рассматриваются вопросы влияния покровных оледенений на гидрогеологические процессы в Припятской впадине. Ими приводятся данные А.А. Асеева (1967), согласно которым по палеогеографическим реконструкциям мощность ледника в Припятской впадине составляла 1—1,5 км. Подобной мощности ледника соответствует прогибание земной коры в пределах 0,5—0,4 км.

Такая нагрузка должна была привести к активизации тектонических процессов и повышению пьезоуровня грунтовых вод, что приводило к выжиманию вод даже из наиболее погруженных толщ осадков. При этом воды могли достигать ледникового ложа и даже проникать в трещины льда. Авторы даже допускают, что был возможен подъем глубинных термальных минерализованных вод.

А.А. Трофимуком с соавторами (1974) установлено, что под воздействием ледниковой нагрузки происходит отжатие флюидов из тонкодисперсных пород и их перемещение в направлении ледникового давления.

Как уже отмечалось выше, наиболее интенсивно диагенетическое новообразование карбонатов развито в породах фации чешуйчатых морен и в конечных моренах. Это вполне понятно, учитывая в них широкое развитие гляциопротрузионных структур, формирование которых сопровождалось одновременным внедрением подледниковых подземных вод в толщу ледника. Наличие многочисленных зон нарушений способствовало миграции этих вод по контактам чешуй в толще ледникового покрова. К гляциопротрузиям приурочено интенсивное карбонатообразование. Это позволяет предположить, что внедряющиеся в ледник подземные воды уже содержали в своем составе растворенные карбонаты. Возникновение карбонатных новообразований, связанных с внедрением подледниковых подземных вод, приурочено к фазе перестройки моренного пласта и является как бы второй стадией подледнодиагенетического карбонатообразования.

Недавно Б. Ханшав и Б. Халлете (Hanshaw, Hallet, 1978) показали, что на ледниковом ложе современных высокогорных ледников формирование новообразованных кальцитовых осадков происходит в изотопном равновесии с режеяционными водами. Изотопный состав углерода в кальците оказался практически идентичным изотопному составу карбонатных пород, слагающих ледниковое ложе ( $\delta^{13}\text{C} = -0,1 \div +1,6^{\text{o}}/\text{oo}$  — для коренных пород;  $\delta^{13}\text{C} = -0,2 \div +1,2^{\text{o}}/\text{oo}$  — для новообразованного кальцита), а значения  $\delta^{18}\text{O}$  соответствовали изотопному равновесию в системе кальцит — вода при температуре около  $0^{\circ}\text{C}$  (Hanshaw, Hallet, 1978). Такой унаследованный изотопный состав новообразованной кальцитовой корки показывает, что в ее формировании не принимало участие органическое вещество. Это вполне естественно, так как речь идет о высокогорном районе, где окружающие склоны лишены растительности. В такой обстановке на скальном ледниковом ложе под ледником из пресных вод формируются кальцитовые новообразования с "морским" изотопным составом. Из этого можно предположить, что изотопный состав кальцитовых новообразований, образующихся под ледником, должен находиться в прямом соответствии с изотопным составом углерода перерабатываемых ледником карбонатных пород.

Принципиально иные результаты были получены по изотопному составу кальцитовых новообразований из плейстоценовых морен<sup>1</sup>,

<sup>1</sup> Изотопный состав определялся в лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов ГИН АН СССР Б.Г. Покровским.

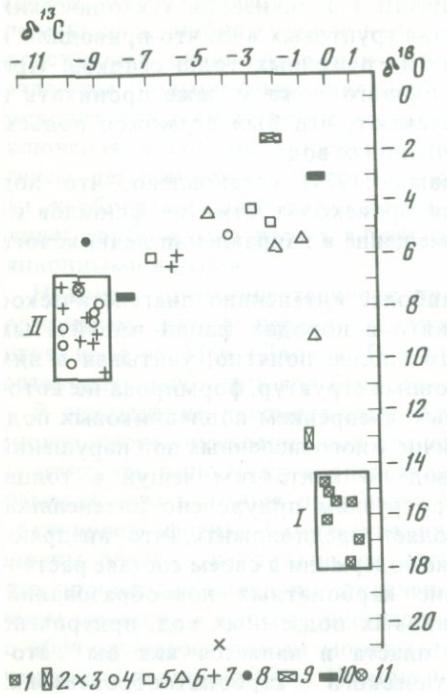


Рис. 33. Изотопный состав углерода и кислорода подледнодиагенетических карбонатных новообразований, моренного суглинка, коренных карбонатных пород

1 — данные Б. Ханшау и Б. Халлете по современным подледним карбонатным осадкам из высокогорных областей (Hanshau, Hallet, 1978); 2 — образец подледной кальцитовой корки из под Альпийского ледника, представленный Б. Халлете; 3 — кальцитовый налет на валуне из мореносодержащего льда (Гренландия); 4 — гляциострессовые конкреции; 5 — ядра гляциострессовых конкреций; 6 — моренный суглинок; 7 — плиты, корки; 8 — сцементированное ядро гляциопротрузии (США); 9 — доломит; 10 — кальцитовый цемент в доломитовой брекчии; 11 — сцементированные кальцитом флювиогляциальные галечники

I — локализация образцов современных подледних кальцитовых осадков по данным Б. Ханшау и Б. Халлете (Hanshau, Hallet, 1978).

II — локализация подледнодиагенетических карбонатных новообразований

лежащих на рыхлых отложениях как четвертичного, так и более древнего возраста. Исследовался изотопный состав наиболее распространенных типов подледнодиагенетических карбонатных новообразований, приуроченных в основном к породам фации чешуйчатых морен и конечным моренам. Образцы были отобраны из разновозрастных морен в различных районах Русской равнины от Прибалтики до Воронежской области, а также образцы из США, Норвегии, Гренландии.

Кратко остановимся на полученных результатах. Изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) в гляциострессовых конкрециях, собранных в разновозрастных моренах в Калужской, Смоленской, Калининской, Киевской областях, изменяется от  $-9,0$  до  $-10,4\text{‰}$ . В кальцитовых корках и плитах, развитых по зонам надвигов, оконтуривающих гляциопротрузии, изотопный состав углерода колеблется от  $-8,7$  до  $-10,4\text{‰}$ , т.е. полностью идентичен изотопному составу углерода в гляциострессовых конкрециях. Такого же типа значение ( $-9,8\text{‰}$ ) было получено для кальцитового цемента в мощных конгломератах, залегающих под мореной у г. Вязьмы. Сходные результаты дали измерения изотопов углерода из сцементированной центральной части гляциопротрузии ( $-9,4\text{‰}$ ) западнее г. Медисон, США (рис. 33).

Изотопный состав подавляющего большинства изученных кальцитовых новообразований охватывает интервал значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-8,7$  до  $-10,4\text{‰}$ . Исключения составляют кальцитовые новообразования из морен окрестностей г. Гродно, для которых значения  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-3,9$  до  $-6,2\text{‰}$ , а также конкреции из Центральной Норвегии  $\delta^{13}\text{C} -12,3\text{‰}$ .

Несколько отличный изотопный состав новообразований для окрестностей г. Гродно, по-видимому, имеет непосредственную связь с локальным составом грунтовых вод данного района, для которого характерно участие в строении моренного покрова крупных чешуй и отторженцев писчего мела.

Внедряющиеся в ледник подледниковые подземные воды оказывают значительное влияние и на состав режеационных вод. Обратимся к данным по изотопному составу углерода в подледнодиагенетических карбонатных новообразованиях, формирование которых связано с режеационными водами. Изотопный состав кальцита, цементирующего доломитовую брекчию в отторженцах доломитов под Боровском в Калужской области, оказался равным  $\delta^{13}\text{C} = -7,9^{\circ}/\text{o}$ , при значении для самих доломитов  $\delta^{13}\text{C} = +2,2^{\circ}/\text{o}$ . В натечных кальцитовых корках, развитых на вертикальных стенках блоков известняка, описанных в карьере у с. Городище в Смоленской области, значения  $\delta^{13}\text{C} = -9,8^{\circ}/\text{o}$ , для известняка  $-0,5^{\circ}/\text{o}$ . Как видно, приведенные значения  $\delta^{13}\text{C}$  достаточно хорошо совпадают со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  в кальцитовых новообразованиях, сформированных за счет подледниковых подземных вод. Эти результаты позволили с новых позиций оценить состав режеационных вод покровных ледников, развитых на осадочных чехлах платформ.

Определенный интерес представляют измерения изотопного состава углерода конкреций из Центральной Норвегии. В разрезе Шенсенг-галли вскрыта толща, в которой наблюдается налегание морены на озерно-ледниковые отложения. Мощность толщи до 60 м. В озерно-ледниковых отложениях развиты конкреции обычного типа,ственные приледниковым водоемам, а в толще морены типичные гляциострессовые конкреции. Изотопный состав углерода этих различных образований оказался полностью идентичен. Это позволяет высказать предположение о том, что ледник, двигавшийся по водонасыщенным озерно-ледниковым отложениям и ассимилировавший их, имел состав углерода  $\text{CO}_2$  вод в толще формирующейся морены, близкий к углероду  $\text{CO}_2$  иловых вод озерно-ледниковых отложений.

Таким образом, результаты изучения изотопного состава углерода из кальцитовых новообразований в моренах показывают их однородность, независимость от географического положения района и возраста ледника. В то же время изотопный состав углерода позволяет думать, что воды, сыгравшие значительную роль в возникновении новообразованного кальцита, были обогащены  $\text{CO}_2$  органического происхождения. Интерпретация полученных результатов достаточно сложна. Действительно, исходя из имеющихся данных, исследованные новообразования кальцита следовало бы отнести к обычным гипергенным образованиям, связанным, например, с почвенными процессами (Галимов, Гриненко, 1969). Однако компактность полученных данных как по углероду, так и по кислороду, вне зависимости от существенно изменчивых местных условий и возраста отложений, а также достаточно своеобразные геологические условия залегания карбонатных новообразований и палеогеографическая обстановка четвертичного времени весьма осложняют подобную ин-

терпретацию. Кроме того, известно, что почвенные карбонаты имеют более широкий диапазон значений как по  $\delta^{13}\text{C}$ , так и по  $\delta^{18}\text{O}$ . В этом отношении важно также отметить, что карбонатные новообразования в моренах были описаны в зоне современных подзолистых почв, где до сих пор никем из исследователей не констатировалось столь интенсивное карбонатонакопление, проникающее по крайней мере на глубину до 20 м. Более того, современное состояние знаний об особенностях развития природы изученной зоны Русской равнины в плеистоцене не дает оснований предполагать наличие этапа интенсивного карбонатонакопления.

На эпигенетическое происхождение изученных нами кальцитовых новообразований в моренах на первый взгляд однозначно указывают также датировки по  $^{14}\text{C}$ . Было получено три датировки по различным типам карбонатных новообразований, отобранных из разновозрастных морен. В гляциостресовых конкрециях (разрез "Чернобыль", Северная Украина) была обнаружена концентрация  $^{14}\text{C}$ , соответствующая возрасту  $25600 \pm 400$  лет; для натечных кальцитовых корок (разрез "Городище", Смоленская область) она оказалась соответствующей возрасту  $5780 \pm 50$  лет, а для кальцитовой корки из зоны надвига (разрез Довайнонис, Литва) концентрация  $^{14}\text{C}$  соответствовала возрасту  $7970 \pm 50$  лет<sup>1</sup>.

Необходимо отметить, что с датированием по  $^{14}\text{C}$  неорганических карбонатов существует достаточно много трудностей, которые неоднократно отмечались в литературе. В первую очередь к ним относится неизвестность первоначальной концентрации  $^{14}\text{C}$  и, во-вторых, загрязнение образца более молодым углеродом, в особенности когда исследуемый материал находится в незакрытой системе (Боузен, 1981). Д. Боузен отмечает, что карбонаты имеют тенденцию постоянно восстанавливать свое равновесие с окружающей средой. Существует три основных способа загрязнения карбонатов: 1) прямой углеродный обмен с атмосферой; 2) грунтовые воды; 3) привнос гумусовых веществ с корнями растений (Боузен, 1981). В этом отношении необходимо подчеркнуть, что карбонатные новообразования в моренах находятся не в закрытой системе. Особенно это относится к новообразованиям в конечных моренах и фации чешуйчатых морен. Поэтому интерпретировать полученные измерения по  $^{14}\text{C}$  как возрастные в настоящее время невозможно без проведения дополнительных исследований.

Остановимся теперь на геологических аргументах подледно-диагенетического происхождения описанной группы карбонатных новообразований. По нашему мнению, одним из важных геологических доказательств внедрения подземных подледниковых вод в толщу формирующейся морены является существование гляциопротрузий. Как показано в нашей работе, нередко к гляциопротрузиям оказывается приурочено и достаточно интенсивное карбонатообразование. Прежде чем перейти к изложению возможного механизма формиро-

<sup>1</sup> Радиоуглеродные датировки выполнялись в лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов ГИН АН СССР.

вания карбонатных новообразований в фации чешуйчатых морен и конечных моренах, остановимся на основных критериях отнесения данных новообразований к подледнодиагенетическим. Обычно подледнодиагенетические карбонатные новообразования приурочены к холмам, грядам, возвышающимся над окружающей местностью и расположенным нередко вдали от местных базисов эрозии. Подобное геоморфологическое положение резко ограничивает возможность подтока современных грунтовых вод и формирование карбонатных новообразований за их счет.

Одним из типичных примеров является строение гляциокупола "Городище", разобранного в предыдущих разделах. Гляциокупола подобного типа сложены гравийно-галечным флювиогляциальным материалом и прорываются кругопоставленными гляциодайками из моренного суглинка. В подобных структурах встречаются все типы карбонатных новообразований, возникновение которых мы связываем с внедрением подледниковых подземных вод.

Карбонатные новообразования встречаются по всему гляциокуполу от его основания до вершины как в хорошо водопроницаемом гравийно-галечном материале, так и в тяжелом моренном суглинке. Но в целом наблюдается четкая их приуроченность к вполне определенным структурам: залегание на контактах моренных даек, внутри моренных даек и т.п. Такое структурное положение полностью исключает возможность формирования карбонатных новообразований за счет современных или послеледниковых грунтовых вод, так как любые воды, даже напорные, при внедрении в структуру (холм или гряду), сложенную хорошо проницаемой породой, будут фильтроваться на поверхность только по ее краям в окружающие западины. Кроме того, гляциопротрузии обычно ограничены разрывными нарушениями, различными ослабленными зонами. Иными словами, "корни" их оказываются оторванными от нижерасположенных водоносных горизонтов, поэтому допускать наличие в них современных или послеледниковых грунтовых вод оказывается достаточно трудным.

Далее, карбонатные плиты и корки, связанные с современными грунтовыми водами, не прослеживаются в глубь стенок обнажений, а являются поверхностными образованиями. Это касается как карбонатных плит, связанных своим возникновением с явлением выпотевания растворов на стенках обнажений в аридных и с semiаридных условиях (Македонов, 1966), так и известковистых туфов, осаждающихся из грунтовых вод при их выходе на поверхность в гумидных условиях (Даниланс, 1957).

В нашем случае новообразованные плиты и корки изучались в свежих разрабатываемых карьерах, т.е. можно утверждать, что для этих новообразований характерна значительная протяженность в глубь стенок обнажений. Таким образом, карбонатные новообразования, рассмотренные нами, являются подледнодиагенетическими. Ниже нами будут дополнительно приведены аргументы их подледнодиагенетического происхождения.

В гляциопротрузионных структурах формирование карбонатных новообразований было связано с дегазацией подледниковых под-

земных вод при миграции последних из участков высокого давления в области пониженного давления. Важным фактором интенсивности карбонатообразования в этом случае являлась не только возникающая разность парциального давления, но также и первичная концентрация углекальциевой соли в подземных водах. Мы не имеем возможности дать какие-либо количественные оценки соотношения этих факторов. Поэтому остановимся на рассмотрении связи различных типов карбонатообразования, свойственных гляциопротрузиям.

Следует напомнить, что в гляциопротрузиях мы отмечаем наличие интенсивно сцепментированных  $\text{CaCO}_3$  "столбов", достаточно мощных плит, оконтуривающих гляциопротрузии по контакту с мореной или залегающих в их нижней части, плит и корок по небольшим зонам надвигов внутри гляциопротрузий, мелких конкреционных стяжений, которые можно рассматривать как неравномерную слабую мелкогнездообразную цементацию материала.

Что касается "столбов", то они, по-видимому, могут рассматриваться как подводящие каналы, по которым подземные подледниковые воды могли изливаться на поверхность гляциопротрузии. С этих же позиций окаймляющие гляциопротрузии или же залегающие в их нижней части плиты можно рассматривать как результат дегазации подземных вод менее интенсивного напора или меньшей концентрации. Соответственно корки и плиты внутри крупных гляциопротрузий, приуроченные к зонам надвигов, по-видимому, могут быть связаны с локальными участками дегазации.

Несколько неясным остается появление местами внутри гляциопротрузий неравномерной слабой мелкогнездообразной цементации материала. Возможно, такая ограниченность процесса была связана со слабой насыщенностью подземных вод углекальциевой солью. Нам кажется, что цементация песчаных линз в моренных дайках внутри гляциопротрузий, к которым приурочены удлиненные стержневидные карбонатные стяжения, также представляет собой один из типов подводящих каналов напорных подземных подледниковых вод (карьер "Раченята"). С другой стороны, карбонатная цементация песчаных прослоев и линз в моренной гляциодайке, описанной нами в Спас-Деменском карьере, могла возникнуть при фильтрации напорных вод во время ее внедрения и соответствующей дегазации растворов.

Пожалуй, невозможно исключить влияние напорных вод и их дегазацию при возникновении карбонатных корок в основании моренных чешуй в области распространения чешуйчатых и конечных морен. В этой же связи необходимо остановиться на карбонатных корках, плитах и удлиненных стяжениях, которые встречаются в зонах надвигов внутри конечных морен. Эти новообразования нередко бывают приурочены к узким зонам надвигов в рыхлых песчаных и песчано-галечных отложениях. Такая узколокальная концентрация карбонатных новообразований в рыхлых отложениях, не приуроченная к какой-либо существенной смене состава отложений, позволяет нам предполагать, что возникновение зон надвигов и цементация в них были связаны со временем формирования конечной морены. При этом песчаные чешуи находились в мерзлом состоянии, что способство-

вало проявлению узколокальной цементации материала. Правда, в этом случае неясным остается вопрос о том, насколько была существенна роль подземных вод на описанное карбонатообразование. Возможно, что здесь сказывалось влияние режеляционных вод, а также состава льда в мерзлых песках, в которых, по-видимому, имелась какая-то примесь углекальциевой соли. Можно думать, что в процессе движения отдельных блоков по надвигам происходило оттаивание мерзлых песков и в отдельных местах дегазация образующихся растворов и соответствующая высадка  $\text{CaCO}_3$ . Если исходить из высказанных предположений, то в данном случае речь идет не столько о напорных водах, сколько о замерзших поверхностных и подземных водах, которые были скованы во время оледенения вечной мерзлотой.

С этой точки зрения большой интерес представляют конгломераты, сцементированные  $\text{CaCO}_3$ , описанные в одном из Батищевских карьеров под Вязьмой. Их формирование можно связать с перемещением значительных количеств подледных подземных вод по контакту морены с флювиогляциальным галечником. Волнобразный нижний контакт сцементированного галечника с несцементированным явно связан с неравномерным протаиванием мерзлой породы. Кроме того, необходимо отметить, что часто в карбонатных корках и плитах, развитых по зонам надвигов, наблюдается четкая ориентировка обломочного материала в направлении ледникового давления. Это служит еще одним аргументом их подледнодиагенетического происхождения.

Рассмотрим образование конкреций, которые встречаются как в чешуях моренного суглинка, так и в чешуях флювиогляциальных отложений, участвующих в строении конечных морен. Анализ имеющегося материала показал, что все изученные нами конкреции в моренном суглинке встречаются в фации чешуйчатых морен, фации крупных отторженцев и в конечных моренах. Обычно конкреции приурочены к моренным гляциодайкам, к моренному суглинку, слагающему склоны гляциокуполов, выполняющему трещины разрыва в телах крупных отторженцев, а также к моренным чешуям, слагающим проксимальные склоны конечноморенных гряд, т.е. конкреции приурочены к тем участкам моренного пласта, которые в момент своего образования испытали значительный стресс (Лаврушин, Голубев, 1979, 1980). Частая приуроченность конкреций к крутозалегающим элементам гляциопротрузий позволяет предположить, что в их происхождении немаловажную роль могли играть подземные подледниковые воды. Под воздействием этих вод происходило частичное перераспределение мелкодисперсного карбоната, содержащегося в моренном суглинке. О возможности этого процесса можно отчасти судить по тому, что в моренах, содержащих конкреции, несколько снижена карбонатность (4–8%) по сравнению со средней, наиболее распространенной карбонатностью морен (10–15%), развитых на Русской платформе. Нельзя также исключить того, что растворы карбонатов могли поступать вместе с внедряющимися подледниковыми подземными водами. В процессе формирования

конкремций происходило также частичное растворение карбонатных ядер, о чем свидетельствуют явные следы растворения на их поверхности. Асимметричный форма конкремций, их ориентировка в теневую сторону давления указывают на то, что их образование происходило при участии ледникового давления.

Необходимо дополнительно подчеркнуть роль стресса в процессе образования конкремций. В Спас-Деменском карьере в моренном суглинке, слагающем проксимальный склон конечноморенной гряды, были описаны гляциострессовые конкремции двух морфологических типов: асимметричные и шаровидные. Особенностью строения моренного суглинка явилось то, что в нем наблюдалось чередование прослоев, резко обогащенных небольшими валунами, и существенно суглинистых прослоев, содержащих незначительное количество галечного материала. Толщина прослоев колебалась от 20 до 70 см. В прослоях, обогащенных валунами, конкремции были сформированы только с дистальной стороны каждого карбонатного валуна. Для суглинистых прослоев были характерны конкремции округлой формы, у которых наблюдалась только незначительная асимметрия ядра. Подобное наблюдение позволяет думать, что в прослоях, обогащенных валунным материалом, создавались более благоприятные условия для передачи стрессового давления с обломка на обломок. В существенно же суглинистых прослоях стрессовое давление гасилось мелкоземом.

Подобные наблюдения служат дополнительным аргументом в пользу подледнодиагенетического происхождения гляциострессовых конкремций. Формирование гляциострессовых конкремций невозможно связать с современными грунтовыми водами, так как в таком случае они были бы приурочены к плоскостям плитчатой отдельности морены или к трещинам в морене, где можно допустить какую-либо фильтрацию современных вод. Для конкремий же характерна приуроченность к внутренним частям плиток моренного суглинка. Подледнодиагенетическое происхождение гляциострессовых конкремций также подчеркивается обнаружением залеченных раздробленных конкремций (карьер "Асеньевское"), что указывает на то, что конкремции образовывались в еще формирующемся морене.

Теперь кратко остановимся на конкремциях в песчаных, песчано-галечных чешуях, принимающих участие в строении конечных морен. Понять их происхождение можно только при учете внутреннего строения этих чешуй. Как показал Ю.А. Лаврушин (1980), отложения, образующие эти чешуи, по целому ряду признаков могут рассматриваться как гляциотектонические. Одной из важных особенностей является то, что под воздействием стресса со стороны ледникового покрова в этих отложениях возникало послойно-пластическое течение материала, а иногда проявлялись складчатые и разрывные нарушения. Все это, по нашему мнению, убедительно указывает на то, что отложения находились в мерзлом состоянии. В процессе указанных пластических деформаций внутри них происходило частичное таяние и, вероятно, появлялись растворы  $\text{CaCO}_3$ .

Появление того или иного типа новообразований можно связать

с различным количеством воды. При незначительных количествах воды возникала пленочная цементация в галечниках, связанная с образованием пленки новообразованного карбоната на проксимальных сторонах галек известняков. Подобный процесс можно объяснить явлением растворения гальки под давлением пленкой агрессивной воды. Высадка новообразованного карбоната происходила при спаде давления или при замораживании. При этом важно подчеркнуть, что оба процесса — растворение и высадка — происходили без какого-либо перемещения раствора. В соответствии с этим можно предположить, что пленочная цементация возникла за счет воды, содержащейся в самом галечнике. Возникновение конкреционных стяжений во флювиогляциальном материале можно объяснить двояко. С одной стороны, эти стяжения могли формироваться за счет стягивания к центрам кристаллизации мелкодисперсного карбонатного материала, входящего в состав ледниковой муки, являющейся обычной составной частью флювиогляциальных отложений. Стягивание происходило под воздействием поверхностных грунтовых вод, содержащихся в породе и прохваченных мерзлотой под ледником. С другой стороны, можно предположить, что стяжения были сформированы путем высадки  $\text{CaCO}_3$  из растворов подземных подледниковых вод, мигрирующих по чешуйям флювиогляциальных пород.

В валунниках наблюдалось возникновение новообразованной карбонатной корки вокруг валунов карбонатных пород. В этом случае валун можно рассматривать как ядро, а корку как стенку крупной конкреции. Как и гляциострессовые конкреции в моренном суглинке, данные конкреции имеют четко выраженную асимметрию ядра: стенка конкреции толще с дистальной стороны. На контакте стенки конкреции с ядром наблюдаются следы растворения последнего. Подобные конкреции мы рассматриваем как аналоги гляциострессовых конкреций в моренном суглинке.

Таким образом, изучение карбонатных новообразований в моренах позволило с новых позиций осветить проблему ледового типа седименто- и литогенеза. С одной стороны, приведенные выше материалы показывают, что для ледового типа седименто- и литогенеза, кроме общеизвестных процессов механического дробления и истирания захваченного материала, характерно и химическое преобразование вещества. С другой стороны, чрезвычайно важным и новым выводом является то, что в процессах ледового типа седименто- и литогенеза принимают большое участие, кроме реже ляционных вод, подледниковые подземные воды, с которыми связаны многие подледно-диагенетические карбонатные новообразования.

В заключение еще раз кратко остановимся на основных критериях, на основании которых карбонатные новообразования в составе фаций чешуйчатых морен и конечных моренах отнесены к подледно-диагенетическим.

1. Карбонатные новообразования приурочены к положительным формам рельефа: холмам, грядам, возвышающимся над окружающей местностью и нередко располагающимся вдали от местных базисов эрозии.

2. По внутреннему строению многие гряды и холмы относятся к различным типам гляциопротрузий, в образовании которых, несомненно, сказывалась значительная роль подледниковых подземных вод.

3. Расположение карбонатных новообразований как по краям, так и, что очень важно, в центральных частях гляциопротрузий. Нахождение карбонатных новообразований во всех частях гляциопротрузий явно указывает на их формирование в подледниковых условиях в связи с тем, что гляциопротрузии ограничены разрывными нарушениями и различными ослабленными зонами. Это исключает возможность внедрения в гляциопротрузии послеледниковых или современных грунтовых вод, так как любые воды, даже напорные, будут фильтроваться по ослабленным зонам на края гляциопротрузий, где только и должны были бы наблюдаваться новообразования карбонатов.

4. Залегание кальцитовых корок и плит часто на почти вертикальных склонах гляциокуполов, на контактах кругозалегающих чешуй и значительная их протяженность как по падению, так и по простиранию, также не может найти удовлетворительного объяснения с позиций признания ведущей роли в их образовании современных или послеледниковых подземных вод.

5. Направленность роста асимметричных гляциостресовых конкреций в теневую сторону по отношению к ледниковому давлению, нахождение их в маломощных крутопоставленных моренных гляциодайках, приуроченность к внутренним частям плиток в плитчатом моренном суглинке, наличие раздробленных и вторично сцепленных гляциостресовых конкреций также свидетельствуют о их формировании в подледниковых условиях.

6. Подледнодиагенетическому происхождению карбонатных новообразований в составе фации чешуйчатых морен и конечных морен не противоречат данные по стабильным изотопам  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$ .

## Глава V

### ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ ПОДЛЕДНОГО ДИАГЕНЕЗА

Изучение многими исследователями глинистых минералов в моренах показало, что в своей подавляющей части они представляют собой чисто механическую смесь. Поэтому их состав в целом отражает не физико-химическую среду времени формирования моренной толщи, а литологический состав пород, перерабатывавшихся ледниковым покровом в процессе его движения.

Для морен характерен обычно довольно консервативный, постоянный набор глинистых минералов, которые от места к месту могут, однако, отличаться. В моренах на территории Эстонии среди глинистых минералов диоктаздрические гидрослюды составляют обычно 65—85%, содержание каолинита и хлоритов может изменяться от 5 до 25%, а минералы группы монтмориллонита содержатся в ко-

личестве не более 5%. В районе Верхней Волги основной фон среди глинистых минералов также составляют гидрослюды в сочетании со смешанно-слойными образованиями, монтмориллонитом, каолинитом. В моренах Белоруссии установлен также в основном гидрослюдистый состав глинистых минералов с постоянной примесью монтмориллонита, каолинита и смешаннослойных образований типа гидрослюды—монтмориллонит (вермикулит?) и хлорит—монтмориллонит. Как правило, гидрослюда затронута процессами монтмориллонитизации (Лукашов, Астапова, 1971; Матвеев, 1971).

В моренах Южной Швеции среди глинистых минералов обнаружены иллит и хлорит (Collini, 1956). Позднее в них дополнительно обнаружили примесь каолинита и минералов монтмориллонитового ряда (Lohse, Vortisch, 1972). В Англии, в районе Кембриджа, глинистые минералы морен представлены преимущественно иллитом с небольшой примесью монтмориллонита или каолинита. При этом наличие той или иной примеси стоит в прямой зависимости от того, какие породы (юрские или меловые) захватывались ледниковым покровом (Perrin, 1957). Аналогичная зависимость установлена в Канаде, Франции, США (Vernet, 1959; Arneman, Wright, 1959; Willman, Glass, Frye, 1963). По существу, на то, что глинистые минералы основных морен в целом захвачены ледником с его ложа, указывает и Ж. Милло (1968). Правда, в числе основных факторов, оказывающих влияние на их состав, он называет не только состав древних осадочных толщ, доледниковых и межледниковых кор выветривания и почвенных горизонтов, но и тип выветривания, свойственный холодной зоне ледникового времени, что в принципе не меняет сути дела.

Подавляющее большинство исследователей рассматривают глинистое вещество, содержащееся в морене, как весьма консервативное образование, захваченное из пород ледникового ложа и не подвергавшееся в процессе моренного седиментогенеза каким-либо преобразованиям. Основанием для подобных представлений послужили многочисленные данные валовых рентгеноструктурных исследований глинистого вещества. Однако до сих пор в литературе практически отсутствуют данные по структурным преобразованиям глинистого вещества при ассимиляции ледниковым покровом глинистых пород ледникового ложа или по простиранию моренного пласта в зависимости от той или иной динамической обстановки его формирования.

Проведенные нами исследования отторженцевой фации конечных морен в Белоруссии (окрестности г. Гродно), в Смоленской и Калужской областях позволяют высказать мнение о том, что в процессе моренного седиментогенеза на отдельных участках моренного пласта происходят структурные преобразования глинистых минералов. Обратимся прежде всего к конкретному геологическому материалу. В окрестностях г. Гродно изучался карьер "Обухово", в котором был вскрыт фрагмент крупной конечноморенной гряды. В рабочей стенке карьера вскрыты крупные отторженцы протяженностью по разрезу около 100 м, отделенные друг от друга полуоблекающими их выходами пластов красно-бурового моренного суглинка. Протяженность выходов

морены по стенке карьера колебалась в пределах 20—30 м. В центральной части разреза в одном из отторженцев, сложенном хорошо промытыми серовато-палевыми мелкозернистыми дислоцированными песками, вблизи выхода моренного суглинка установлены субгоризонтальные, иногда выклинивающиеся слабоизвилистые прослои того же самого песка, сцементированные глинистым веществом. Окраска прослоев близка к цвету моренного суглинка, мощность их иногда достигает 10 см, а мощность прослоев несцементированного песка до 20 см.

Описанные прослои по своей природе являются пологопадающими плоскостями надвигов, рассекающими отторженец в краевой его части. Многие из них непосредственно примыкали к выходу моренного суглинка. В шлифах из этих слабосцементированных прослоев можно было видеть большое количество глинистого вещества в виде отдельных чешуек или пластинок, обычно прикрепленных с какой-либо одной стороны обломочного зерна. Размер чешуек не превышал 0,05 мм по длинной оси (рис. 34 см. вкл.). Под микроскопом при одном николе глинистые чешуйки в шлифах имели светло-бурую окраску, а в скрещенных николях характеризовались желтыми интерференционными цветами. Надо отметить, что описанные прослои по внешнему виду иногда похожи на обычные почвенные ортзанды. Поэтому, учитывая их природу, мы называли их гляциотектоническими псевдоортзандами.

Морфологический тип псевдоортзандов может иметь и другую форму. Например, в карьере "Груздово" на юго-восточной окраине г. Сафоново в Смоленской области псевдоортзанды развиты в толще песчаного отторженца вдоль плоскостей многочисленных перекрывающихся сколов и образуют своеобразную решетку или сетку красно-бурового цвета (рис. 35). Карьер "Груздово" вскрывает пологий проксимальный склон конечноморенной гряды. Как и в предыдущем случае, в разрезе обнажены отложения отторженцевой фации. Песчаные и песчано-галечные отторженцы содержатся в красно-буровом моренном суглинке (рис. 36). Псевдоортзанды приурочены к отторженцам светло-палевого среднезернистого песка преимущественно кварцевого состава. Мощность сцементированных глинистым веществом участков песка обычно колеблется от 5—7 до 10—15 см. При этом важно подчеркнуть, что интенсивность пропитки глинистым цементом возрастает вблизи выходов моренного суглинка. Тем не менее внутри образованной псевдоортзандами решетки всегда сохраняются участки несцементированного песка. В шлифах отчетливо видно, что цементирующее глинистое вещество обволакивает тонкой пленкой обломочные зерна, а иногда заполняет все межзерновое пространство. При одном николе глинистое вещество в шлифах имеет красный цвет, а в скрещенных николях ему свойственны желтовато-красные интерференционные цвета.

Прежде чем перейти к изложению результатов специального исследования глинистого вещества, важно отметить два обстоятельства. Во-первых, разрезы, для которых характерны описанные явления, находятся на значительном расстоянии друг от друга. Во-вторых, для обоих случаев, судя по типу нарушений, обнаруженных в оттор-



Рис. 35. Псевдоортзанды в песчаном отторженце Груздово

женцах, можно полагать, что они находились в мерзлом состоянии. Вместе с этим пространственная приуроченность гляциотектонических псевдоортзандов к моренному суглинку позволяет полагать, что при разрядке напряжений, возникших в теле отторженцев вдоль плоскостей надвигов или сколов, происходило частичное оттаивание породы и нагнетание в них под большим давлением глинистого вещества.

Обратимся теперь к результатам сравнительного рентгеновского и электронографического изучения глинистого вещества из моренного суглинка и гляциотектонических псевдоортзандов. Это исследование было предпринято с целью определения фазового состава и степени структурного совершенства глинистых минералов. Рентгеновские дифрактограммы образцов глинистого вещества моренного суглинка и псевдоортзандов имеют определенные различия (рис. 37). Рассмотрим прежде всего дифрактограммы глинистого вещества моренного суглинка. В природном и насыщенном глицерином состоянии на них фиксируются целочисленные серии базальных отражений (001) с межплоскостными расстояниями, равными  $10,0 \text{ \AA}$ , соответствующие слюдистому минералу. Особенность дифрактограмм прокаленного образца состоит в том, что значение межплоскостного расстояния первого малоуглового базального рефлекса уменьшается до  $9,9 \text{ \AA}$  и появляется дополнительное базальное отражение с  $3,2 \text{ \AA}$ , что свидетельствует о наличии еще одной фазы с высотой пакетов  $9,6 \text{ \AA}$ . Эта фаза, находясь в гидратированном состоянии, имеет базальные отражения, совпадающие с отражениями слюдистого компонента на дифрактограммах природных и насыщенных глицерином образцов. Наличие каолинитового минерала фиксируется по базальным отражениям с межплоскостными расстояниями, равными  $7,15$  и  $3,56 \text{ \AA}$ ; на дифрактограммах прокаленных препаратов эти отражения исчезают. Повышение фона природного

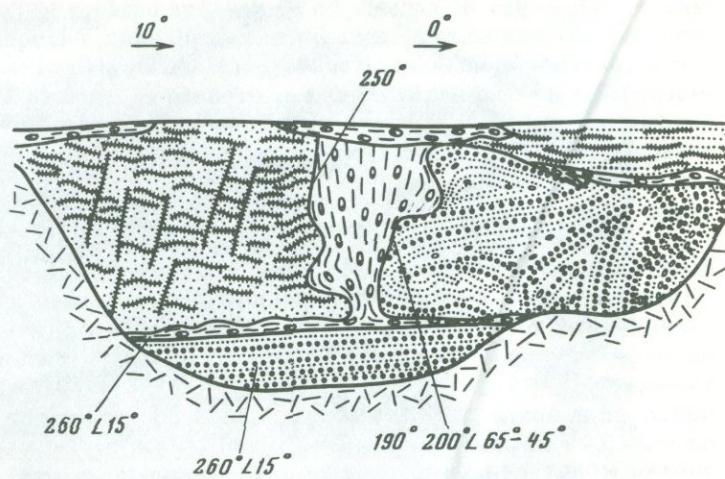


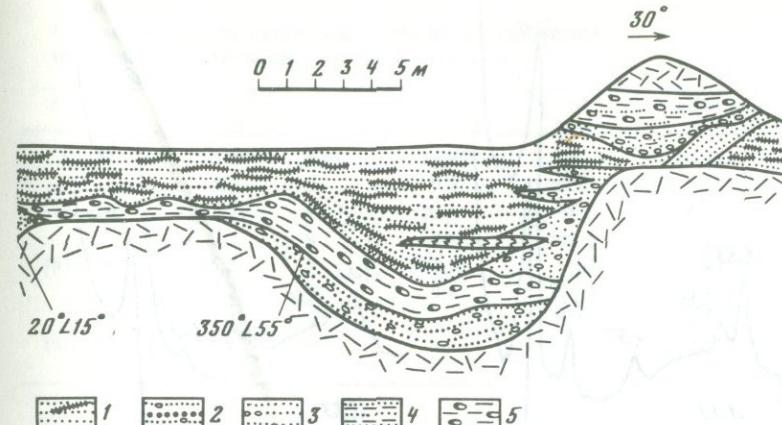
Рис. 36. Разрез карьера Грузово

1 — песчаные отторженцы с развитыми в них псевдоортзандами; 2 — отторженцы, сложенные песчано-галечным материалом; 3 — отторженцы, представленные грубозернистыми песками; 4 — отторженцы, сложенные алевролитистым песком; 5 — красно-бурый моренный суглинок

препарата в области  $5-2,5 \text{ \AA}$  связано с присутствием в образцах аморфного вещества. На дифрактограмме разориентированного образца слабые отражения со значениями  $2,69$  и  $1,45 \text{ \AA}$  свидетельствуют о наличии гематита. Таким образом, для глинистого вещества из моренного суглинка основным компонентом является слюдистый минерал с подчиненным содержанием каолинита, гематита и аморфного вещества.

Дифрактограммы ориентированных воздушно-сухих препаратов глинистого материала псевдоортзандов содержали не строго целочисленные серии базальных отражений с межплоскостными расстояниями, равными  $10,2$ ,  $4,93$  и  $3,33 \text{ \AA}$ . Для первого малоуглового отражения наблюдается значительное уширение и асимметрия в сторону малых углов (см. рис. 37). После насыщения образца глицерином асимметрия этого рефлекса усиливается, увеличивается фон в области малых углов, значение межплоскостного расстояния снижается до  $10,0 \text{ \AA}$ . Все это свидетельствует о наличии слюдистого вещества, которое не однородно, а содержит в среднем около  $20\%$  разбухающих слоев. Сравнение дифрактограмм природных и насыщенных глицерином образцов псевдоортзандов и моренного суглинка показывает, что состав глинистого вещества в целом является идентичным. Помимо слюдистого вещества, в него входит также каолинит, гематит и аморфная фаза. После прокаливания препаратов на всех дифрактограммах фиксируется дополнительная фаза с высотой пакетов  $9,6 \text{ \AA}$ .

Для образцов глинистого вещества моренных суглинков и псевдоортзандов в условиях вакуумной обезвоженности были получены электронограммы косых текстур (ЭКТ). Для образцов из моренного суглинка характерны четкие отражения с пространственными ин-



дексами  $hkl$  как  $s \neq k = 3n$ , так и  $s \neq k \neq 3n$ , что характерно для трехмерно-упорядоченного минерала. Индицирование рефлексов электронограмм и анализ их интенсивностей показали, что основная фаза представлена диоктаэдрической  $\text{Al}$ -содержащей слюдой политипной модификации  $2M$  (табл. 4). Кроме того, на первом эллипсе электронограмм регистрируются слегка диффузные отражения, не принадлежащие слюде  $2M$ . Если им приписать индексы  $-112$  и  $112$ , соответствующие политипной модификации слюды  $1M$ , то для этой фазы получим параметры элементарной ячейки:  $a = 5,2 \text{ \AA}$ ,  $b = 9,0 \text{ \AA}$ ,  $c \sim 9,8 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100,5^\circ$ . Очевидно, такая же фаза регистрировалась на рентгеновских дифрактограммах прокаленных образцов. Необычная особенность этой фазы — малый параметр  $c \sin\beta \approx 9,6 \text{ \AA}$ . Вероятно, ее структура образована совокупностью слоев  $2:1$ , а межслоевые промежутки заняты молекулами воды. В природных условиях, судя по рентгеновским данным, параметры этой фазы соизмеримы с параметрами слюды. При насыщении глицерином она практически не разбухает, однако в условиях вакуумной обезвоженности (или при прокаливании) теряет межслоевую воду, что приводит к уменьшению высоты пакета до  $9,6 \text{ \AA}$ . Более детальное исследование этого компонента из-за отсутствия мономинерального вещества не представляется возможным.

Помимо пространственных отражений, полученных от слюд, на ЭКТ фиксируется слабый рефлекс с  $d_{(060)} = 1,49 \text{ \AA}$  ( $b = 8,94 \text{ \AA}$ ), который, судя по рентгеновским дифракционным данным, принадлежит каолинитовому минералу; отсутствие других "каолинитовых" отражений свидетельствует о его малом количестве. Очень слабые отражения, лежащие на малой оси электронограмм, с  $d$ , равным  $2,69$  и  $1,45 \text{ \AA}$ , относятся к гематиту. Фон диффузного рассеяния на электронограмме связан с аморфной фазой, а фон между рефлексами первого эллипса обусловлен небольшими ориентационными дефектами в структуре слюдистых минералов. Электронограммы различных образцов из моренных суглинков в основном сходны; небольшое отличие составляет ЭКТ обр. 195—78, где отражение с индексами  $060$  слюды рас-

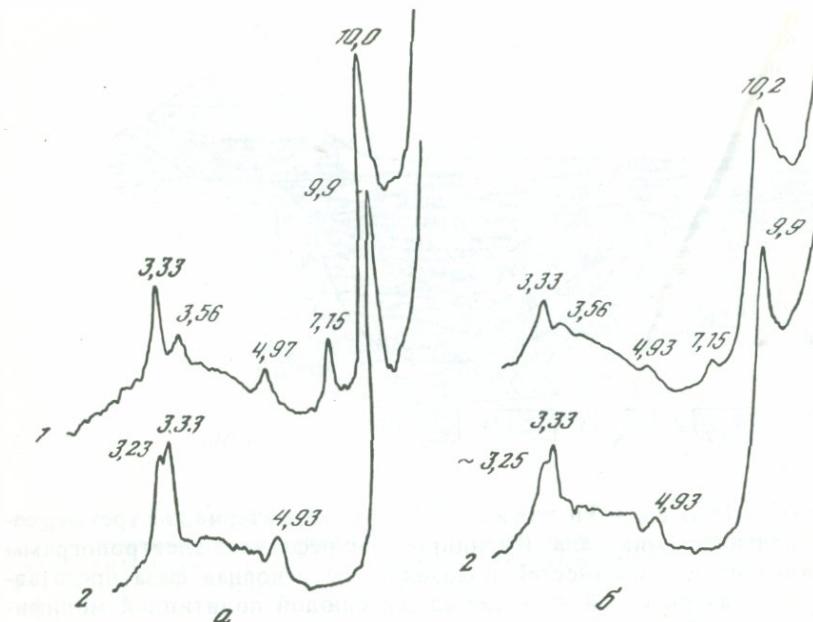


Рис. 37. Типичные дифрактограммы глинистой фракции морены (а) и псевдоортзанда (б)  
1, 2 — образцы: 1 — природный, 2 - прогретый при  $t = 550^{\circ}\text{C}$

щеплено на два, из которых одно сильное, с  $d$ , равным  $1,505 \text{ \AA}$  ( $b = 9,03 \text{ \AA}$ ), принадлежит собственно слюде  $2M_1$ , а другое, более слабое, с  $d$ , равным  $1,50 \text{ \AA}$  ( $b = 9,0 \text{ \AA}$ ), очевидно, относится к необычной фазе  $9,6 \text{ \AA}$ , описанной выше.

ЭКТ образцов глинистого вещества псевдоортзандов качественно отличаются от ЭКТ образцов из моренного суглинка. На них присутствуют пространственные отражения с индексами  $hkl$  только с  $k = 3n$ , а отражения с  $k \neq 3n$  слиты в диффузный фон, что свидетельствует о высокой концентрации в структуре ориентационных дефектов, связанных с неупорядоченными разворотами смежных слоев на углы, кратные  $60^{\circ}$ . По общему характеру распределения интенсивностей на ЭКТ основную фазу можно охарактеризовать как слюду политипной модификации  $1M$ . В остальном состав глинистого вещества псевдоортзандов и моренного суглинка аналогичен.

Таким образом, рентгеновский и электронографический анализы глинистого вещества моренных суглинков и псевдоортзандов позволили установить его поликомпонентность и близость состава. Последнее подтверждается также данными химического анализа (табл. 5). Однако чрезвычайно важно, что при одинаковом фазовом составе глинистого вещества изученных объектов степень структурного совершенства содержащихся в них слюдистых минералов оказалась весьма различной. В частности, для моренного суглинка характерен минерал с достаточно однородной и периодичной структурой и незначительной долей дефектов, тогда как в псевдоортзанде слюда харак-

Таблица 4

Параметры элементарных ячеек слюдистых минералов  
по данным электронографического метода, Å

N образца	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	$\beta^{\circ}$	$c \sin \beta$	Политип
9—79	5,2	9,01	19,95	96	19,85	2M <sub>1</sub>
	5,2	9	9,8	100,5	9,63	1M
195—78	5,21	9,03	20	96,3	19,88	2M <sub>1</sub>
	5,2	9	9,8	100,5	9,63	1M
181—79	5,2	9	19,95	96,3	19,83	2M <sub>1</sub>
	5,2	9	9,8	100,5	9,63	1M
7—79	5,2	9	—	—	9,63	1Md
183—79	5,2	9	—	—	9,63	1Md

Таблица 5

Химический состав глинистой фракции моренного суглинка  
и псевдоортзандов<sup>1)</sup>, %

Компонент	Морена		Pсевдоортзанд
	Обр. 195—78	Обр. 9—79	Обр. 7—79
SiO <sub>2</sub>	47,05	50,83	49,14
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,92	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,75	19,21	19,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,00	10,58	11,31
MnO	0,04	0,04	0,05
MgO	2,22	2,40	2,30
CaO	0,45	—	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,285	0,26
K <sub>2</sub> O	4,06	4,830	4,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,36	0,53
П.п.п.	11,12	10,15	11,46
$\Sigma$	99,94	99,60	100,77

1) Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

теризуется очень низкой степенью структурного совершенства из-за большого количества ориентационных дефектов, а также наличия разбухающих межслоев. Учитывая изложенное, можно полагать, что в процессе нагнетания под большим давлением глинистого материала из моренного суглинка в плоскости надвигов и сколов, возникших в отторженцах, происходят структурные изменения исходной слюды 2M<sub>1</sub>, выражющиеся в потере трехмерной периодичности структуры минерала. Незначительная доля ориентационных дефектов в структуре слюды 2M<sub>1</sub>, моренных суглинков, вероятно, связана с процессом формирования этих толщ.

## Глава VI

# ПРОЯВЛЕНИЯ ПОДЛЕДНОГО ДИАГЕНЕЗА В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

(на примере Исландии)

Изучение преобразования вещественного состава морен в подледных условиях в областях активного базальтового вулканизма позволило установить ряд важных специфических особенностей. Поэтому на них целесообразно остановиться специально.

Прежде всего отметим, что наличие в некоторых моренах Исландии большого количества легко разрушающегося сидеромеланового стекла обусловило появление даже среди самых молодых ледниковых отложений, никогда не подвергавшихся вторичной гидротермальной переработке, сцементированных основных морен, по своей прочности нисколько не уступающих древним тиллитам. Основные морены вулканических районов Исландии могут быть разделены на три типа: 1) рыхлые, 2) прочные, несцементированные и 3) сцементированные или "окаменевшие", называемые тиллитами. Первые два типа встречены и изучены не только в Исландии, они известны и в других вулканических районах. Тиллиты рассматриваются на материалах, собранных в Исландии.

Рыхлые основные морены формировались за счет разрушения и истирания свежих вулканогенных, в основном эфузивных, пород. Пелитовая фракция таких пород состоит исключительно из тонкодисперсных обломков минералов базальтовых разностей. Морены этого типа непрочные, легко разрушаются руками, размокают в воде. Они известны только в районах распространения субазральных лавовых покровов в составе толщ, слагающих ледниковое ложе.

В строении прочных основных морен нередко существенную роль играют различные глинистые минералы, захваченные ледником из подстилающих гидротермально измененных пород. В общем прочность цементации повышается при увеличении содержания в морене глинистого материала. Большая часть этого материала, являясь терригенным компонентом, играет в морене роль заполнителя. Однако исследование современного моренного материала и морен последнего, плейстоценового оледенения Исландии показало, что часть терригенного глинистого компонента в процессе переработки и отложения движущимся ледником подвергается интенсивному истиранию, которое способствует пептизации захваченного и перетертого глинистого вещества. Образующиеся при этом глинистые коллоиды тончайшими пленками обволакивают и склеивают песчаные и алевритовые частицы.

В моренном материале, собранном из толщи мореносодержащего льда одной из южных лопастей выводных ледников Ватнайёкудль, оптическими исследованиями было установлено наличие глинистых метаколлоидных пленок, обволакивающих терригенные компоненты. Здесь же часто встречаются терригенные глинистые комочки, иногда в сростках с цеолитами. Очевидно, глинистый материал и цеолиты были захвачены из гидротермально измененных пород ложа. После

вытаивания изо льда и высушивания первоначально мокрый и рыхлый моренный осадок сразу превратился в твердую породу, с трудом разламывающуюся руками. Ископаемые морены с глинистым заполнителем и глинистыми обволакивающими пленками отличаются значительной прочностью, образуют вертикальные стенки обнажений, размокают очень медленно, в сухом состоянии могут быть разбиты только молотком.

Среди прочных несцементированных основных морен особенно широко распространены породы, образовавшиеся в результате переработки ледником гидротермально измененных базальтовых лав. Образование прочных участков в них связано с перетиранием базальтов и образованием большого количества ледниковой "муки", состоящей из обломков различных минералов тонкой алевритовой и пелитовой фракции.

В качестве примера формирования пород такого типа рассмотрим состав основной морены, перекрывающей дислоцированные миоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения на северо-западном борту долины Логарфьют (Восточная Исландия). Среди них преобладают лавы субазральных излияний базальтов. Вулканогенно-осадочные породы играют небольшую роль, слагая довольно узкую полосу выходов на склоне ледникового трога. Все коренные породы испытали гидротермальное воздействие в смектит-цеолитовой зоне регионального изменения. Степень их измененности неодинаковая, что зависит главным образом от состава пород, пористости и проницаемости. Так, в гиалокластитах вулканогенно-осадочных отложений особенно широко развит комплекс глинистых минералов (смектиты), замещающих стекло. Цеолиты размещаются в межзерновом пространстве. В базальтах тонкие каемки глинистых минералов располагаются на стенах газовых пустот и по трещинкам, а их центральные части выполняют цеолиты.

Моренный пласт состоит из двух горизонтов. Нижний сложен основной мореной, состоящей нередко из очень прочных пород, в которых хорошо выражено плитчатое и полосчатое строение. Верхний горизонт состоит из рыхлой абляционной морены (рис. 38). Породы основной морены с трудом колются молотком, распадаясь при этом на остроугольные обломки неправильной формы. Мощность слоя основной морены очень изменчива. В западинах она иногда достигает 1,5—2 м, резко сокращаясь или выклиниваясь совершенно на выступах ледникового ложа.

Исследование состава основной морены показало, что она состоит практически целиком из продуктов дробления лав. Гиалокластиты и другие компоненты вулканогенно-осадочных пород играют совершенно ничтожную роль. Тонко размолотый материал распространен неравномерно. В отдельных случаях он заполняет все пространства между более крупными обломками, нередко его скопления образуют гнезда. Наибольшее обогащение тонкозернистым материалом наблюдается на плоскостях, по которым в движущемся льде происходило смещение отдельных порций моренного материала — в зонах хорошо выраженной плитчатой текстуры. Здесь хорошо видно скопление

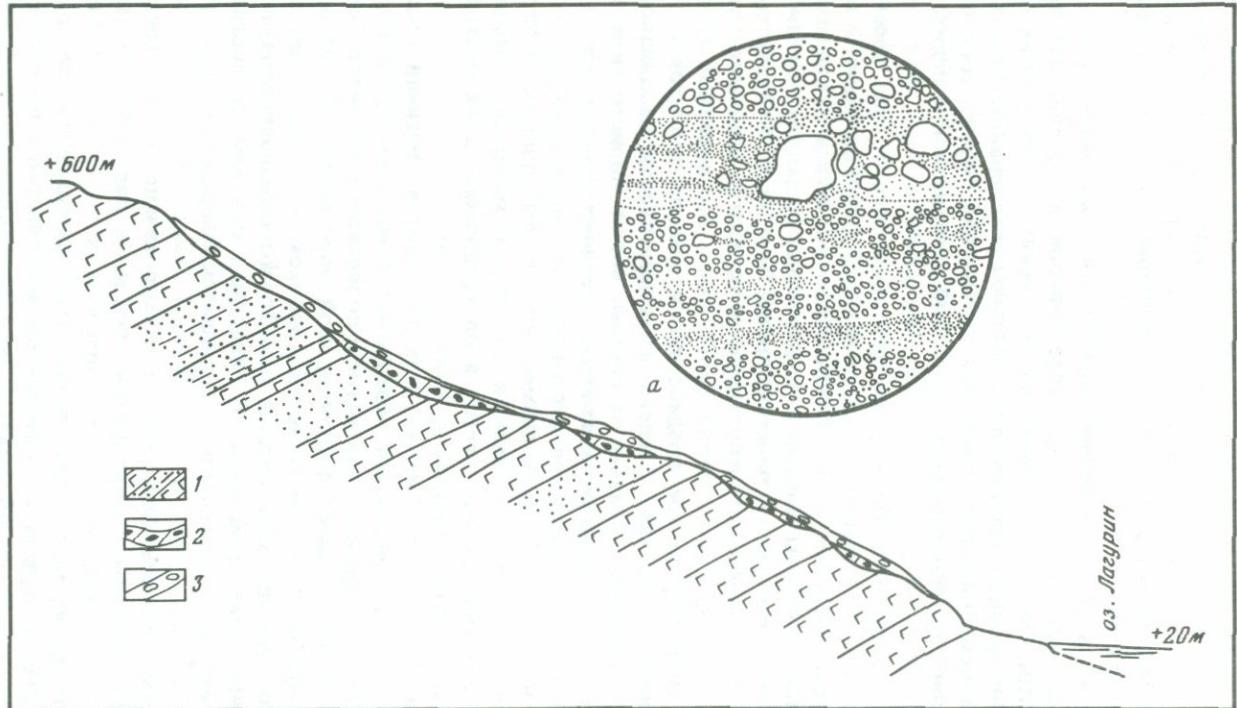


Рис. 38. Условия залегания прочной, несцементированной основной и абляционной морен.

*a* — зарисовка со шлифа в зоне милонитизации основной морены, диаметр поля зрения 10 мм. 1 — вулканогенно-осадочные отложения миоцена; 2 — основная морена; 3 — абляционная морена

тонкораздробленного материала в виде слоистых полос с неровными, расплывчатыми очертаниями, теряющимися по простианию или замещающимися более грубой, песчано-гравийной, не сортированной породой. Мощность слоистых полос колеблется от 1—2 до 10—15 см при протяженности от первых до нескольких десятков сантиметров. Этот материал обладает большой прочностью, в условиях природной влажности с трудом колется молотком, образуя остроугольные обломки с неровной поверхностью.

В оптический микроскоп хорошо видно, что тонкораздробленный материал — милонитовая "мука" — распределен в породе неравномерно. Оптически различимые обломки состоят из плагиоклазов, пироксенов и основной, тонкораскристаллизованной массы базальтов. Очень редко встречаются обломки сидеромеланового стекла, заимствованные из вулканогенно-осадочных отложений. Важно подчеркнуть, что сидеромелановое стекло в вулканогенно-осадочных отложениях в результате гидротермального воздействия только частично замещено смектитами. Центральные, нередко достаточно большие, участки обломков стекла петрографически остаются свежими. На сидеромелановых обломках, захваченных ледником из вулканогенно-осадочных пород ложа в процессе дробления и истирания, каемка хорошо раскристаллизованного глинистого вещества обычно сохраняется только частично, а оставшееся стекло в большинстве случаев оказывается замещенным палагонитом.

Палагонитизация — широко распространенный процесс изменения базальтового сидеромеланового стекла, изученный в настоящее время многими исследователями (Jakobsson, 1978; 1979). Изменение сидеромелановых стекол с образованием палагонита описано в широком спектре физико-химических условий. Палагонитизация сидеромеланов интенсивно происходит в гидротермальных условиях, при температурах, не превышающих 100—150°С. Образование палагонита установлено при промывании сидеромелановых гиалокластов холодными водами в зоне выветривания при современных климатических условиях Исландии. Выполненные нами исследования показывают, что палагонитизация происходит также и при низких температурах в толще льда.

Состав и строение палагонита, так же как его взаимоотношение с сидеромелановым стеклом, подробно описаны в ряде работ. Здесь необходимо подчеркнуть только самое главное. Во-первых, процесс палагонитизации происходит без изменения объема стекла. В шлифах прекрасно видно, что вновь образовавшееся вещество — палагонит — при частичном или полном замещении стекла расположено только в пределах бывшего обломка, точно повторяя все очертания его границ. Во-вторых, палагонит от исходного стекла отличается существенным обеднением кальцием, натрием и магнием и в меньшей степени кремнием. Иногда в нем меньше и железа, но обычно его содержание изменяется мало. При палагонитизации железо окисляется. Палагонит содержит очень много, до 25—30% воды. Естественно, что в связи с таким составом палагонита его удельный вес намного меньше стекла. Палагонит — мягкое веще-

ство желтого и желто-коричневого цвета, легко разминающееся при надавливании. Установлено, что при палагонитизации сидеромеланов образуется характерный комплекс вторичных минералов, состав которого зависит от условий изменения стекла (Гептнер, 1977).

Для сидеромелановых стекол, палагонитизированных в толще формирующихся основных морен, типичен ячеистовый тип изменения свежего стекла (Гептнер, 1977). Характерной чертой изменения стекол в моренах является развитие особенно крупных структурных форм ячеистого палагонита. Обычно очень четко развита зональность в окраске палагонита, причем внутренняя, прилегающая к стеклу часть нередко бывает бесцветной, а внешняя зона окрашена в различные тона желтого цвета.

Выше указывалось, что в составе пород литокристаллокластических типов прочных основных морен встречаются только единичные обломки сидеромелановых стекол песчаной и алевритовой размерности. Содержание сидеромеланового стекла в них может увеличиваться и достигать 30%.

Исследование в шлифах этих типов пород прочных основных морен показало, что, помимо изменения сидеромеланового стекла и формирования палагонита, оптически трудно установить присутствие каких-либо других аутигенных минеральных образований. В связи с этим естественно предположить, что наблюдаемая локально повышенная прочность основных морен связана не только с процессами перетирания и перемещения базальтов. Появление большого количества тонкорастертого материала, плотно "замешанного" с более крупным, несортированным, создает благоприятные условия для прочного скрепления породы даже небольшим количеством цементирующего вещества. Вероятным источником такого вещества могут быть глинистые минералы, попавшие в морену при разрушении измененных базальтов ложа и локально обогатившие ее, а также обломки сидеромеланового стекла, изменяющиеся в процессе формирования морены. Важно подчеркнуть, что обычно рыхлый тип основных морен от прочного отличается значительно меньшим содержанием легко разрушающегося сидеромеланового стекла.

Среди прочно сцепленных основных морен Исландии различаются два типа — синхронно и эпихронно сцепленные или диагенетические и эпигенетические тиллиты. Образование сцепленных диагенетических тиллитов происходит в том случае, если формирующаяся основная морена состоит целиком или большая часть ее обломочного материала представлена легко разрушающимся базальтовым стеклом — сидеромеланом. Большая прочность этих отложений обусловлена разрушением (палагонитацией) стекла в процессе формирования основной морены и образованием цемента, прочно скрепляющего тонкоперетертые обломки гиалокластики.

Синхронно сцепленные тиллиты изучены среди основных морен, отложенных в голоцене и в плейстоцене. Для исследования были выбраны разрезы, расположенные за пределами гидротермаль-

ных полей и районов с широким распространением гидротермально измененных пород. Все изученные голоценовые тиллиты не перекрывались лавовыми потоками. Плейстоценовые тиллиты изучались в тех районах, где в составе пород ледникового ложа главную роль играют базальтовые сидеромелановые гиалокластиты.

Голоценовые ледниковые отложения широко распространены к северу от современного, крупнейшего в Исландии ледника Ватнайёкудль. По данным С. Тораринсона (Thorarinsson, 1951), они сформировались в стадию Хоулькот, по времени соответствующей стадии Сальпаусселья. Для отложений этой стадии характерно сложное развитие оледенения, сопровождавшееся двукратным наступлением ледникового покрова (рис. 39).

Голоценовые центры оледенения, как и современные, располагались в зоне широкого распространения разнообразных базальтовых гиалокластитов. В то же время на пути голоценовых ледников располагались обширные территории, сложенные с поверхности не только толщами гиалокластитов, но и потоками субазральных базальтов. Поэтому среди голоценовых основных морен, помимо витрокристаллокластического, широко развиты также литовитрокластический и литокристаллокластический типы пород. Важно отметить, что редкие обломки базальтового вулканического стекла обычно встречаются даже в основных моренах, сложенных литокристаллокластическими породами.

Рассмотрим подробнее условия образования тиллитов, остановившись сначала на строении и некоторых особенностях состава голоценовых ледниковых отложений, расположенных в районе Виддалур (Восточная Исландия). Здесь в днище троговой долины изучены два горизонта прочных основных морен, разделенных горизонтом рыхлых флювиогляциальных отложений. Основные морены и флювиогляциальные отложения перекрыты маломощным чехлом абляционной морены (рис. 40). Ледниковое ложе сложено главным образом подушечными лавами. Борта долины сложены в основном вулканокластикой с отдельными горизонтами субазральных лав. В составе вулканокластики, помимо разнообразных обломков лав, большую роль играют сидеромелановые гиалокластиты. В нижней части склонов долины гиалокластиты состоят из обломков стекла, частично замещенных смектитами. Здесь же в пористых обломках в межзерновом пространстве часто встречаются цеолиты, кальцит. В верхней части склонов ледниковой долины обнажаются неизмененные вулканокластики.

Основные и абляционные морены, так же как и флювиогляциальные отложения, сформированы в основном за счет разрушения подушечных лав, в меньшей мере гиалокластитов. Крупные обломки в моренах состоят в основном из базальтов разной степени раскристаллизации, тогда как песчаный и алевритовый материал, помимо обломков базальтов, включает переменное количество стекла, обычно не более 10—30%. Особенно много стекла во флювиогляциальных отложениях. Содержание его в отдельных случаях достигает 60—70%.

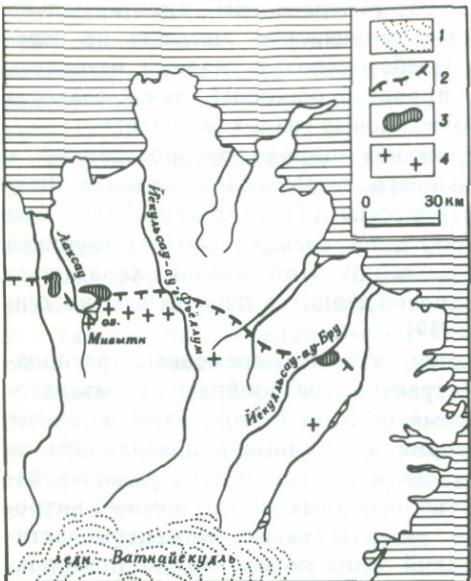
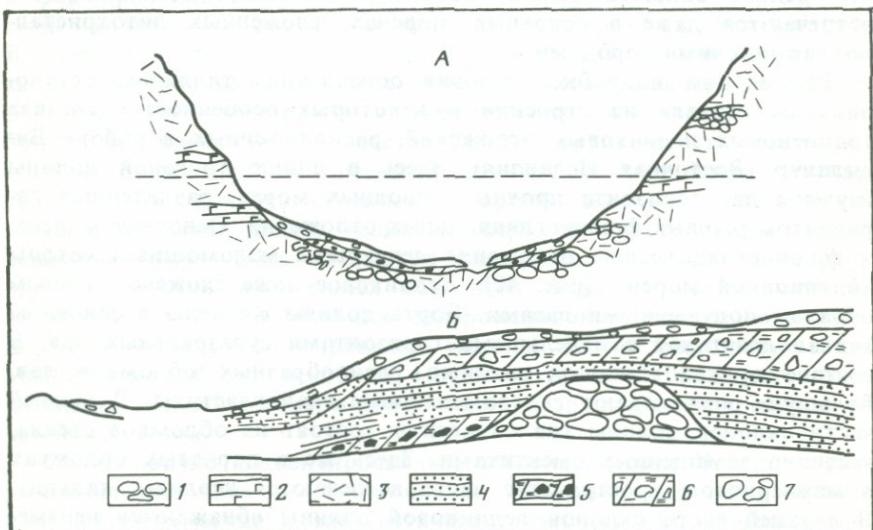


Рис. 39. Распространение ледниковых отложений, по Тораринссон (Thorarinsson, 1951), с дополнениями стадии Хоулькот

1 — современный ледник; 2 — граница максимального распространения льда в стадию Хоулькот; 3 — конечные морены; 4 — основные морены

Рис. 40. Строение ледниковых отложений стадии Хоулькот в Восточной Исландии

*A* — поперечный профиль через днище троговой долины, пунктирной линией отмечен верхний уровень распространения измененных пород; *B* — разрез ледниковых отложений. 1 — подушечные лавы; 2 — субазральные лавы; 3 — сидеромелановые гиалокластиты; 4 — флювиогляциальные отложения; 5 — нижний горизонт основной морены; 6 — верхний горизонт основной морены; 7 — абляционная морена



В матриксе основных морен, состоящем из тонкораздробленных базальтов, встреченено три типа обломков сидеромеланового стекла. Преобладают обломки неизмененного стекла. Часто встречаются обломки сидеромелановых стекол, имеющие с одной или нескольких сторон кайму хорошо окристаллизованного, ярко-зеленого смектита. Такое соотношение стекла и глинистого материала позволяет считать, что эти обломки заимствованы из гидротермально измененных пород (Холодкович, Гептнер, 1982). В единичных экземплярах

присутствуют палагонитизированные стекла. Характер взаимоотношения палагонита и парагенетически с ним связанных гидроокислов железа с моренным матриксом не оставляет сомнения в том, что изменение стекла произошло на месте, в теле основной морены. Гидроокислы железа пропитывают матрикс у края обломков стекла и образуют колломорфные пленки, отделяющие палагонит от моренного материала. Внутренняя граница таких пленок повторяет контур измененного обломка стекла, а внешняя вдается почковидными выростами в моренный матрикс.

Во флювиогляциальных отложениях преобладает неизмененное стекло.

Голоценовые ледниковые отложения стадии Хоулькот широко распространены в окрестностях современного ледника Мирдальсйёкудль. В ряде разрезов здесь тоже установлено наличие двух горизонтов основных морен, разделенных флювиогляциальными или лахаровыми отложениями. В долине реки Хафурсау (Миархваммур), врезанной в мощные толщи плейстоценовых подледниковых вулканокластов, залегают два горизонта основных морен (тиллитов), по своей прочности не уступающие скальным породам. Между ними расположены рыхлые лахаровые отложения мощностью до 2,5 м, состоящие из переотложенной базальтовой гиалокластики с небольшой примесью кислой пемзы и базальтов в составе крупных обломков (рис. 41).

Базальтовое вулканическое стекло составляет большую, а иногда и основную часть мелко- и тонкозернистого материала тиллитов.

В тиллитах и лахаровых отложениях наряду со свежим в большом количестве присутствует стекло, частично замещенное палагонитом. В тиллитах, кроме того, установлено присутствие тонких пленок двупреломляющего глинистого вещества (смектитов), располагающихся на поверхности палагонитизированных стекол и обломков другого состава. Обнаружено, что глинистые пленки приурочены в основном к участкам породы, содержащим наибольшее количество обломков палагонитизированного стекла.

Суммируя изложенное о составе голоценовых отложений, нетрудно увидеть, что обогащение флювиогляциальных или лахаровых отложений сидеромелановым стеклом и даже частичное его изменение (палагонитизация) не оказали существенного влияния на изменение первичного состава пород. Они остались нелитифицированными, легко разрушаемыми. Иначе обстоит дело при захвате ледником больших масс сидеромеланового стекла. В этом случае в теле основной морены происходит образование "скальных" пород. Микроскопическими исследованиями определено установлено, что это связано с истиранием и одновременным изменением большого количества сидеромеланового стекла. Прочная цементация моренного матрикса вызвана формированием тончайших пленок опала и глинистых минералов, легко скреплявших плотно "упакованные" кластические компоненты. В то же время сходная степень изменения вулканического стекла в рыхлых лахаровых отложениях не привела к их прочной цементации. Наиболее вероятно это связано

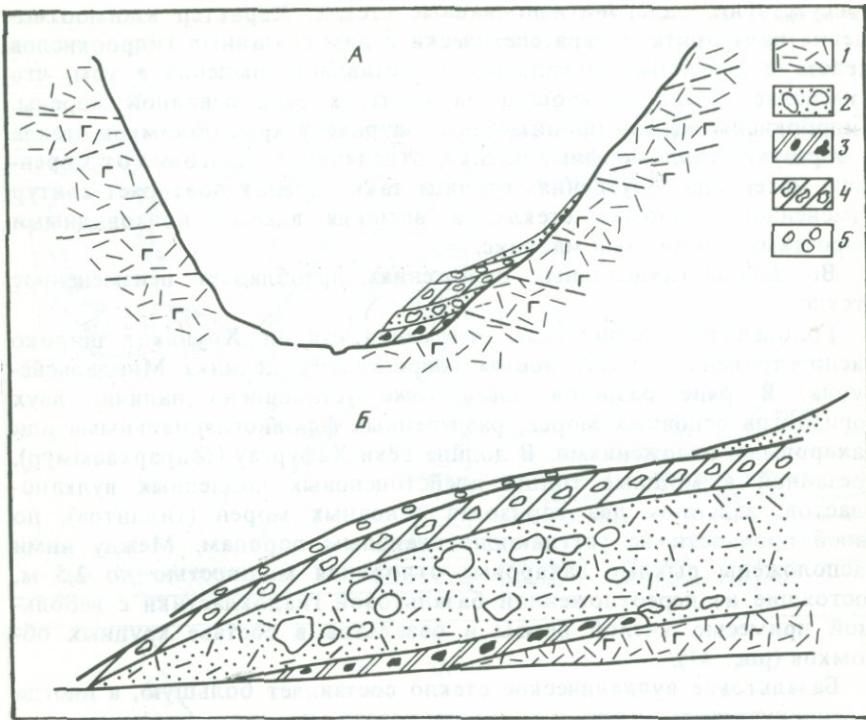


Рис. 41. Строение ледниковых отложений стадии Хоулькот в Южной Исландии

*А* — поперечный профиль через днище троговой долины; *Б* — разрез ледниковых отложений.  
 1 — глялокластиты; 2 — отложения лахар; 3 — нижний горизонт основной морены (тиллита);  
 4 — верхний горизонт основной морены (тиллита); 5 — абляционная морена

не только с особенностями первично рыхлой текстуры отложений, но еще и с выносом тех компонентов, которые при палагонитизации попадали в раствор.

О синхронном изменении стекла и отложении основных морен свидетельствует характер взаимоотношения участков сидеромеланового стекла и моренного матрикса. Прежде всего обращает внимание неравномерный характер палагонитизации обломков сидеромеланового стекла в толще основной морены. В одном и том же образце в шлифах можно видеть свежие и в различной степени измененные обломки такого стекла. Размер обломков не коррелируется со степенью изменения: среди свежих, так же как и среди палагонитизированных, встречаются обломки разного размера. Здесь уместно отметить, что при изменении сидеромеланового стекла в других условиях, например в зоне выветривания или при воздействии нагретых подземных вод, мелкие обломки всегда оказываются замещенными палагонитом полностью, тогда когда на поверхности крупных развита только его узкая кайма. Это является свидетельством равномерного распределения в породе условий, благоприятствующих изменению стекла, и одинаковой интенсивности палагонитизации независимо от размера обломка (Noack, 1981).

Даже в пределах одного обломка стекла мощность зоны палагонитизации сильно варьирует, а иногда на отдельных участках может отсутствовать. В этом случае зона палагонитизации представляется как бы срезанной с поверхности обломка. Обычно это явление наблюдается тогда, когда поверхность обломка непосредственно соприкасается с тонкораздробленным материалом в зоне ледниковой милонитизации. Условия образования и строение этой зоны рассматривались выше, а также в ранее опубликованной работе (Гептнер, 1980). Одновременное формирование палагонита и зоны милонитизации определено доказывается в тех случаях, когда на внутренней поверхности раздавленных и раздвинутых обломков хорошо видно тесное соприкосновение вдавленного мелкозернистого матрикса и вновь образованного палагонита (рис. 42).

Выполненные текстурные исследования также позволяют определенно говорить о том, что гидратация и связанное с ней изменение сидеромелана, а также формирование кремневого цемента диагенетических тиллитов происходили еще в ходе движения ледника. Практически во всех обнажениях витрокластических тиллитов были установлены многочисленные и отчетливо выраженные гляциодинамические текстуры течения и уплотнения, связанные с формированием и накоплением моренной толщи под еще движущимся ледником. Прежде всего это прекрасно выраженная плитчатая отдельность, и многочисленные следы штриховки, выпахивания, соскабливания моренного матрикса на поверхности плиток. На поверхности плиток отдельности нередко можно видеть срезанные и шлифованные обломки базальтов.

Значительно труднее установить время образования палагонита в гиалокластитах, залегающих между тиллитами. Ниже будет показано, что изменение гиалокластики, подстилающей основную морену, могло быть также связано с деятельностью ледника, его активным воздействием на породы ложа. Вместе с тем образование палагонита в этих отложениях можно связать с деятельностью холодных подземных вод, проникавших из рыхлых плейстоценовых толщ в дренировавшую троговую долину.

Вполне определенно образование тиллитов в процессе переработки сидеромеланового стекла движущимся ледником устанавливается при сравнении состава плейстоценовых основных морен долины реки Фьюскау (Северная Исландия). В районе пересечения дорогой перевала между Эйяфьордом и долиной р. Фьюскау изучены основные морены, располагающиеся на трех стратиграфических уровнях (рис. 43). В составе пород ледникового ложа основную роль играют базальты субазральных излияний, включающие на этом участке долины несколько горизонтов вулканогенно-осадочных отложений. В составе последних особенно большую роль играют сидеромелановые гиалокластиты.

Основные морены, залегающие на водоразделе и в днище речной долины, сложены рыхлыми породами литокристаллокластического типа. В составе основных морен среднего стратиграфического уровня, в основном также сложенных рыхлыми породами, обнаружены

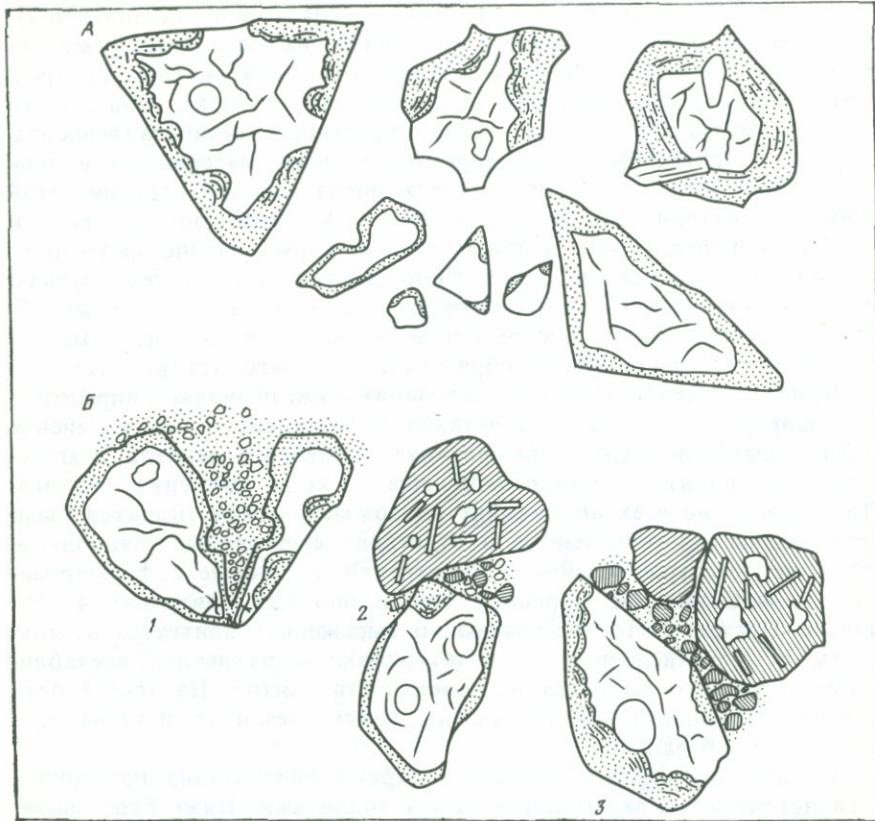


Рис. 42. Взаимоотношение неизмененного стекла и палагонита в тиллите (зарисовки со шлифа)

*A* — неравномерный характер распределения палагонитовой каймы на зернах песчаной и алевритовой размерности; *B* — формирование и уничтожение палагонита в процессе ледникового раздавливания и перетирания сидеромеланового стекла (1—3)

отдельные участки скальных тиллитов с очень четко выраженными текстурами послойно-пластического течения материала. Необходимо отметить постепенный переход рыхлых основных морен в тиллиты по простиранию этого моренного пласта.

Микроскопическое исследование показало, что образование тиллитов связано с локальным обогащением основных морен сидеромелановым стеклом, его изменением и замещением палагонитом и одновременным образованием силикатного цемента, в составе которого большую роль играет микроагрегатное глинистое вещество.

В качестве примера, показывающего образование тиллита в результате захвата ледником большого количества базальтового стекла, можно указать основную морену, обнажающуюся в районе г. Хусавик на севере Исландии. Здесь отдельные горизонты (мощностью более 3 м) плейстоценовой ледниковой толщи целиком состоят из обломков сидеромеланового стекла, кристаллов плагиоклаза и пироксенов. Содержание стекла достигает 70—80%. Состав

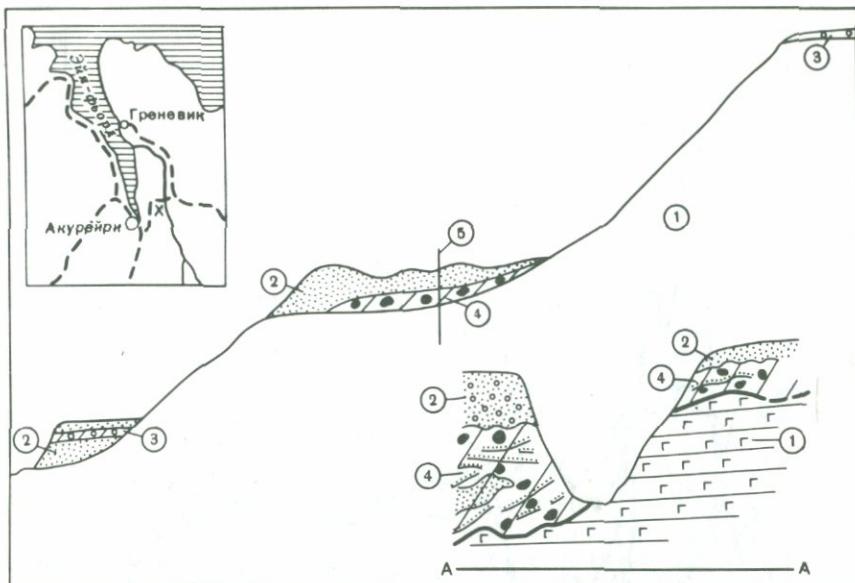


Рис. 43. Строение ледниковых отложений в долине р. Фльоскау

1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы ледникового ложа; 2 — флювиогляциальные отложения; 3 — рыхлые основные морены; 4 — тиллит; 5 — положение разреза А—А. Местоположение разреза на карте показано крестом

цементирующего вещества этих тиллитов изучался в шлифах с помощью сканирующего микроскопа и рентгеноспектрального микрозондирования.

В оптический микроскоп отчетливо видно зону палагонитизации практически на всех обломках сидеромелана и узкую двупреломляющую каемку глинистых минералов, оконтуривающую некоторые обломки. Помимо каемок двупреломляющее глинистое вещество обнаружено в матриксе, заполняющем промежутки между песчаными и алевритовыми зернами. Отдельные скопления синтезированных глинистых минералов располагаются в микропоровых пространствах породы (рис. 44, см. вкл.).

Размазанный характер палагонитизированной краевой зоны обломков сидеромелана в рассматриваемых тиллитах особенно отчетливо видно при исследовании образца с помощью сканирующего микроскопа. При увеличениях в 10—15 тыс. раз хорошо виден постепенный, плавный переход палагонитизированных каемок стекла в цементирующее вещество, обволакивающее все кластические компоненты (Гептнер, 1977, фиг. 2ж).

Исследование этого же образца тиллита с помощью рентгеноспектрального микрозондирования<sup>1</sup> позволило установить, что в краевой зоне изменяющегося сидеромеланового стекла (т.е. в зоне палагонитизации) происходит заметное изменение содержания большей

<sup>1</sup> Рентгеноспектральные исследования выполнены М.А. Селезневой.

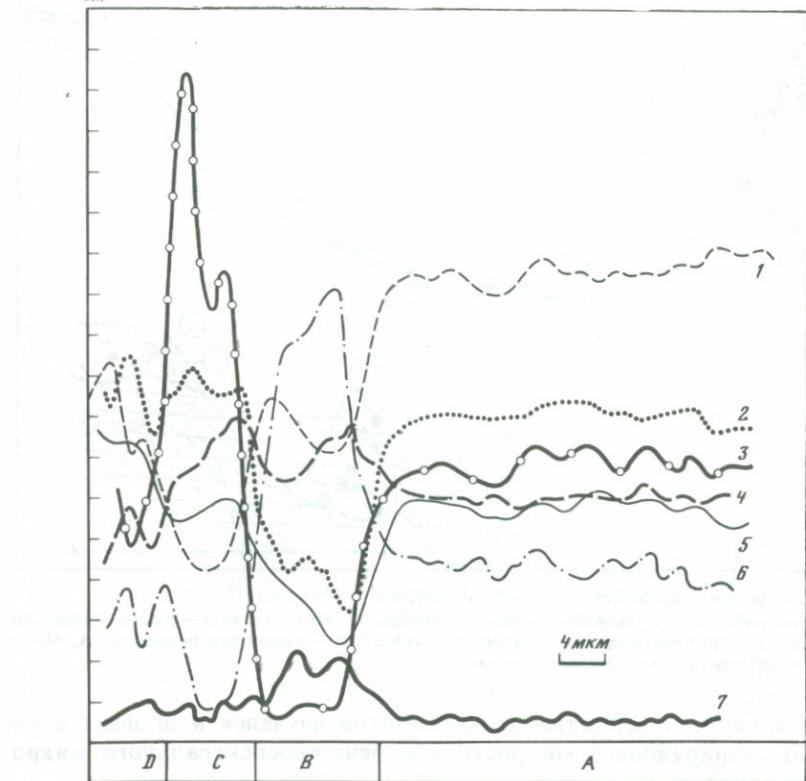


Рис. 45. Распределение основных петрогенных элементов в палагонитизированном сидеромелановом стекле и в каёмке смектита, плейстоценовый тиллит, Хусавик, Северная Исландия, данные микрозондирования

Зоны: А — сидеромелан, В — палагонит, С — смектит, Д — тонкозернистый матрикс морены. 1 — CaO; 2 — SiO<sub>2</sub>; 3 — MgO; 4 — FeO; 5 — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 6 — TiO<sub>2</sub>; 7 — K<sub>2</sub>O Содержание в 1 см шкала: MgO — 1,3%; FeO<sub>общ</sub> — 3,5%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,4%; TiO<sub>2</sub> — 0,23%; K<sub>2</sub>O — 0,2%; SiO<sub>2</sub> — 5,8%; CaO — 1,3%

части петрогенных элементов (рис. 45). Так как образование палагонита происходит только в пределах объема изменяющегося стекла и при этом в составе новообразованного вещества появляется большое количество воды, то при анализе химических данных необходимо вводить поправку, учитывая разницу удельного веса стекла и палагонита. Произведенные расчеты показывают, что при палагонитизации сидеромеланового стекла в ледовой обстановке из него выносятся в большом количестве MgO (не меньше 80%), SiO<sub>2</sub> (до 60%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (более 60%), CaO (около 30%), очень мало (не более 7—10%) железа. Для титана и калия отмечено относительное обогащение. Слабая подвижность железа, калия и особенно титана при палагонитизации сидеромелановых стекол в разных условиях показана в ряде работ (Hay, Iijima, 1968, Гептнер и др., 1984).

Данные оптического и рентгеноспектрального изучения зоны из-

менения сидеромеланового стекла в тиллите позволяют считать, что изменение стекла сопровождается не только образованием палагонита. Одновременно с изменением стекла образуется сложное цементирующее вещество, в состав которого входят железисто-магнезиальные глинистые минералы (смектиты) и свободный кремнезем (опал). Наличие глинистых минералов в составе верхнеплейстоценовых тиллитов удалось установить с помощью рентгеновского анализа. Подробнее о результатах этих исследований будет сказано ниже.

Определенным подтверждением изменения сидеромеланового стекла в процессе формирования основных морен являются результаты, полученные при исследовании прослоев пеплов из толщи современного ледника. Образцы пеплов из скважины, пробуренной в толще современного ледника Ватнайёкудль, переданы для исследований сотрудником Рейкьявикского университета д-ром Гудрун Ларсен с глубины 109,4 и 368,6 м.

Изучение пепловых частиц производилось с помощью сканирующего микроскопа. Сопоставление полученных данных для стекол, отобранных из ледниковой толщи и аналогичных по составу стеклам современного извержения вулкана Суртsey (извержение 1964 г.), показало, что частицы стекла из толщи льда отличаются наличием определенных следов растворения. Особенно отчетливо это видно при сравнении формы частиц самых мелких фракций. Мельчайшие частицы, отобранные из толщи льда, лишены острых углов и граней, нередко образуют слипшиеся скопления неправильной формы. На поверхности более крупных обломков можно видеть начальные следы отслоения верхнего, гидратированного слоя стекла. Наличие следов гидратации сидеромелановых стекол из современного ледника устанавливается также по данным ИК-спектроскопии.

Электронно-микроскопическое исследование базальтовых стекол, отобранных из слоя пепла, вытаявшего в зоне абляции ледника Свинафельдльёкудль, показало более интенсивное изменение поверхности частиц. Здесь установлены следы значительного разрыхления и растворения поверхности стекла (Гептнер, 1977, фиг. 1). Большая интенсивность изменения этих стекол по сравнению с изученными из верхней части ледникового покрова может быть связана с более глубоким захоронением и более длительным воздействием движущегося льда на минеральный материал, транспортировавшийся в нем в зону абляции.

Изменение сидеромеланового стекла в толще движущегося льда происходит в результате повторяющихся процессов частичного плавления льда и последующего замерзания талой воды, т.е. процессов режеяции, сопровождающих пластичное течение. Благоприятным фактором, облегчающим гидратацию и изменение обломков сидеромеланового стекла, является постоянное измельчение и истирание движущимся льдом и удаление измененных участков с поверхности обломков. Следы этого явления, т.е. ледниковые штрихи, хорошо видны при больших увеличениях на поверхности частиц стекла. Отражением этого явления в древних основных моренах является

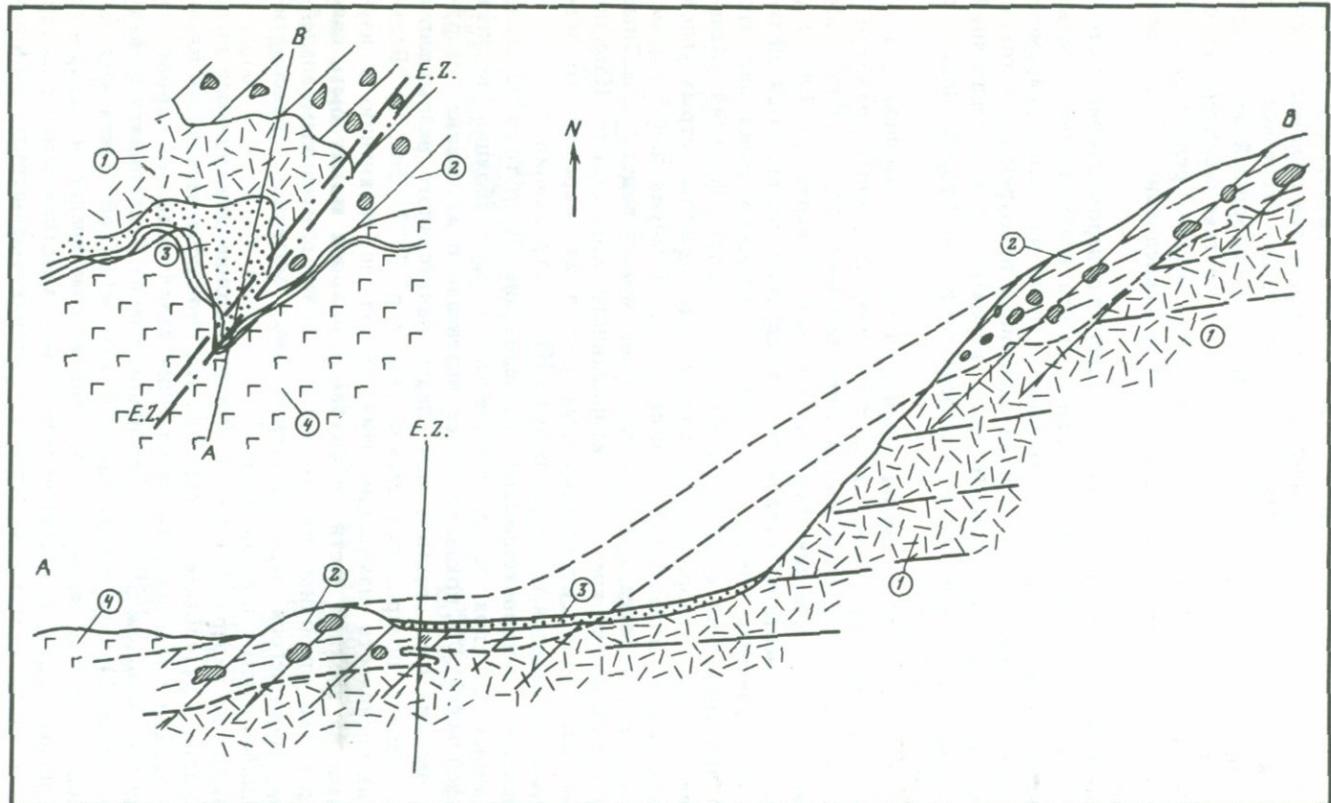


Рис. 46. Геологическое строение и зоны изменения пород южного склона горы Армаднасфель  
1 — гиалокластиты; 2 — тиллит; 3 — отложения временных водотоков; 4 — голоценовые лавы

неравномерный характер распространения палагонитизации на поверхности частиц стекла. Палагонит нередко распространен только с одной или нескольких одинаково ориентированных сторон ряда близко расположенных обломков.

Изменение сидеромелановых гиалокластитов под влиянием движущегося льда и формирование комплекса аутигенных новообразований установлены не только в основных моренах, но и в породах ложа в тех случаях, когда они тоже сложены или содержат в большом количестве сидеромелановую гиалокластику.

Рассмотрим это явление на двух конкретных примерах. На территории Юго-Западной Исландии широко распространены ледниковые отложения последнего плейстоценового оледенения. На южных склонах горы Армаднасфельдль мощный пласт тиллита перекрывает толщу сидеромелановых гиалокластитов (рис. 46). Этот же пласт основной морены прослежен к югу и северу, где в ледниковом ложе толща гиалокластитов сменяется субазральными покровами лав. Здесь он сложен породами, по крепости значительно уступающими витрокластическим тиллитам. Значительная разница вещественного состава прочных основных морен и витрокластических тиллитов обнаруживается при микроскопических исследованиях. В основной массе литокристаллокластического материала прочных морен обломки сидеромеланового стекла играют небольшую роль. Помимо палагонитовой каймы, на измененных стеклах оптическими исследованиями здесь не удалось установить присутствие каких-либо других аутигенных минералообразований. Совершенно иная картина наблюдается в породах основной морены (тиллите), состоящей в основном из стекла. Здесь стекло интенсивно, но неравномерно от одного обломка к другому палагонитизировано. С внешней стороны каемок палагонита нередко располагаются скопления гидроокислов железа неправильной формы и тонкие каемки двупреломляющего глинистого вещества.

Гиалокластиты, слагающие ледниковое ложе на склоне горы Армаднасфельдль, сразу ниже подошвы тиллита тоже сильно изменены. При исследовании пород в шлифах, помимо интенсивной палагонитизации, здесь легко устанавливается присутствие глинистых минералов. Они образуют скопления неправильной формы, заполняющие промежутки между зернами. Глинистое вещество с отчетливо выраженной микроагрегатной поляризацией. Гидроокислы железа, образующие колломорфные скопления на поверхности палагонитизированных стекол, равномерно окрашивают породу в ярко-ржаво-коричневый цвет. Мощность сильно измененных пород ледникового ложа — от 2 до 3 м. Вниз они постепенно сменяются гиалокластитами, окрашенными в желтый цвет. Здесь стекла палагонитизированы менее интенсивно. Мощность этой зоны около 2 м.

Вниз по разрезу породы желтого цвета сменяются гиалокластитами, в которых желтая окраска распространена только по системе крупных пересекающихся трещин, четко выделяющихся на общем черном и темно-оливковом фоне неизмененных отложений. Мощность этой зоны тоже не превышает 2 м. Ниже залегает мощная

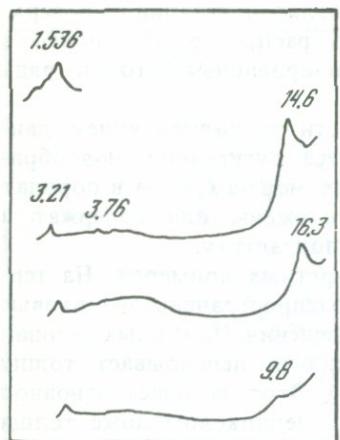
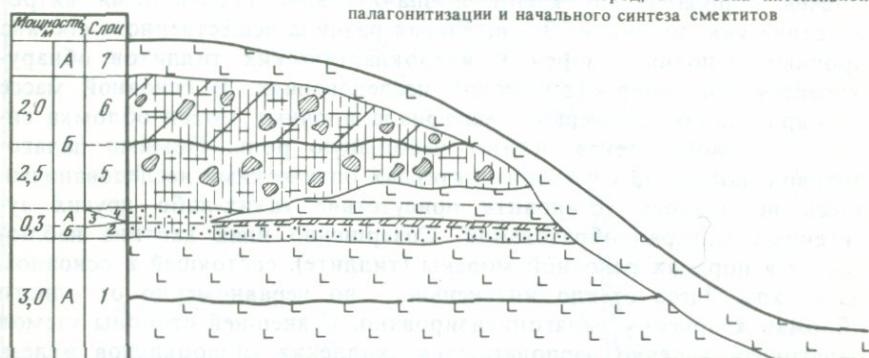


Рис. 47. Дифрактограммы тонкодисперсной фракции, выделенной из тиллита

Рис. 48. Взаимоотношение неизмененных лав, плейстоценовых тиллитов и палагонитизированных гиалокластитов Юго-Западной Исландии

Слон 1, 3 — плейстоценовые субаэральные лавы; 2, 4 — переотложенные базальтовые гиалокластиты с зоной обжига под лавами; 5, 6 — тиллиты; 7 — лавы голоцен. А — зона неизмененных пород, Б — зона интенсивной палагонитизации и начального синтеза смектитов



толща свежих сидеромелановых гиалокластитов темно-оливкового цвета.

Для исследования пелитовая фракция отбиралась из тиллита и подстилающих его желто-коричневых гиалокластитов, в которых при оптических исследованиях установлено изменение стекла, его палагонитизация и наличие глинистого материала на поверхности обломков.

Рентгеноструктурный анализ показал, что в пелитовой фракции этих пород, помимо большого количества рентгеноаморфного вещества (палагонита), присутствует плохо окристаллизованный триоктаэдрический смектит (рис. 47). Важно обратить внимание на однородный минеральный состав глинистых минералов в тиллите и подстилающих гиалокластитах. Иной состав пелитовой фракции установлен для основной морены ряда выводных лопастей ледника Ватнайёкудль. Рентгеноструктурные исследования показали, что комплекс глинистых минералов из нижней части современного ледника состоит из нескольких минералов. Основную роль играет хорошо окристаллизованный триоктаэдрический смектит. В небольшом коли-

честве присутствует хлорит и смешаннослойные минералы хлорит-монтмориллонитового состава. Такой пестрый состав свидетельствует о переотложении глинистых минералов ледником из пород с разной степенью изменения.

При общем сходстве исходного кластического материала тиллит и подстилающие его гиалокластиты обладают рядом отличающихся особенностей. Тиллит заметно менее порист и содержит значительно большое количество тонко раздробленного и перетертого материала алевритовой и пелитовой фракций. В тиллите ширина палагонитовой каймы на обломках стекол и интенсивность развития (т.е. частота встречаемости, общее количество в породе) глинистых минералов заметно меньше, чем в подстилающих гиалокластитах. Такое соотношение структуры обломочного материала и вторичных продуктов в тиллите и подстилающих гиалокластитах можно связать с постоянным измельчением и истиранием материала основной морены и уничтожением части образующихся здесь пленок палагонита и глинистых минералов. Наблюдающееся сейчас в тиллитах соотношение обломочного и вновь образованного материала соответствует последней стадии формирования основной морены. В породах ледникового ложа изменение сидеромеланового стекла имело тот же характер, что и в формирующейся основной морене. Однако в породах, слагающих ледниковое ложе, минеральные новообразования в гиалокластитах имели больше возможности сохраниться от механического воздействия движущегося ледника.

Интересные соотношения, позволяющие говорить об образовании палагонита и глинистых минералов синхронно с оледенением, удалось установить в районе Нупсхлидархуальс в Юго-Западной Исландии. В изученном здесь разрезе снизу вверх обнажаются (рис. 48):

- 1) два потока субаэральных лав базальтов общей мощности до 3 м;
- 2) вулканогенно-осадочные отложения с горизонтальной, реже косой и волнистой слоистостью. Сложенны песками и алевритами, состоящими в основном из переотложенных гиалокластитов. В верхней части эти отложения окрашены в красно-кирпичный цвет. Мощность от 0,2 до 0,5 м. Красная окраска туфов и вулканогенно-осадочных отложений — широко распространенное в Исландии явление. Она образуется в результате интенсивного прогрева (обжига) излившимися лавами подстилающих отложений и замещения (окисления) в них двухвалентного железа на трехвалентное. Обожженные и покрасневшие сидеромелановые стекла становятся чрезвычайно устойчивыми к внешнему воздействию и не изменяются даже под воздействием гидротермальных растворов (Гептнер, 1977);
- 3) субаэральный поток базальтов, выклинивающийся в пределах обнажения на запад. Максимальная наблюдавшаяся мощность около 3 м;
- 4) то же, что и слой 2;
- 5) тиллит плотный, при раскалывании молотком звенит. Мощность до 2,5 м;

6) прочная основная морена, состоящая из слабо переработанной сидеромелановой гиалокластики. С поверхности на глубину 2—5 см порода окрашена в охристый цвет. В подошве слоя гофрировка. Мощность до 2 м. Слой основной морены от подстилающего тиллита заметно отличается меньшей плотностью и прочностью. Она легко разваливается при ударе молотком;

7) поток субаэральных лав базальтов.

Изученный разрез располагается недалеко от выходов на поверхность мощных толщ сидеромелановых гиалокластитов плейстоценового возраста. Гиалокластитовый материал, входящий в состав вулканогенно-осадочных отложений, тиллита и основной морены, заимствован из этих толщ.

Исследование пород из изученного разреза позволило установить следующее. Газовые пустоты в субаэральных лавах (слои 1 и 3) пустые. Поровые пространства в вулканогенно-осадочных отложениях (слои 2 и 4), частично перекрытых верхним потоком лавы, заполнены слабо окристаллизованным глинистым веществом с очень низким микроагрегатным двупреломлением. В тиллите (слой 5) большая часть обломков стекла сильно палагонитизирована. На некоторых участках шлифов видны аутигенные образования глинистых минералов, образующие тонкие каемки вокруг палагонитизированных обломков стекол. Тонкораздробленная масса стекла палагонитизирована нацело. В вышележащей прочной основной морене (слой 6) стекло палагонитизировано неравномерно в пределах одного обломка и в пределах образца. Наряду с достаточно интенсивно палагонитизированными обломками рядом находятся слабо измененные. В зоне интенсивного дробления материала все обломки стекла сильно изменены. Охристая окраска на поверхности основной морены связана с гипергенным изменением (палагонитизацией) стекла. По своему характеру и набору вторичной минерализации это явление совершенно аналогично поверхностной палагонитизации, широко распространенной в Исландии и изученной на современных склонах многочисленных горных массивов, сложенных сидеромелановой гиалокластикой (Гептнер, 1977).

В зоне обжига вулканогенно-осадочных отложений мелкие частицы сидеромеланового стекла стали красными полностью, а крупные — только с поверхности. Центральные части крупных обломков сохранили первоначальный медово-палевый цвет. Глинистое вещество, расположенное на поверхности обломков в зоне обжига и за его пределами, не отличается по цвету, характеру преломления и двупреломления.

Важно отметить, что в обожженной части вулканогенно-осадочных отложений, так же как и в необожженой, вулканическое стекло палагонитизировано. Причем там, где крупные обломки обожжены только с поверхности, палагонитизация свежего участка стекла произошла с внутренней стороны обожженной корочки (рис. 49). Это явление вместе с наличием в этой же породе глинистого вещества определенно свидетельствует о том, что палагонитизация и формирование глинистого материала произошли после образования ла-

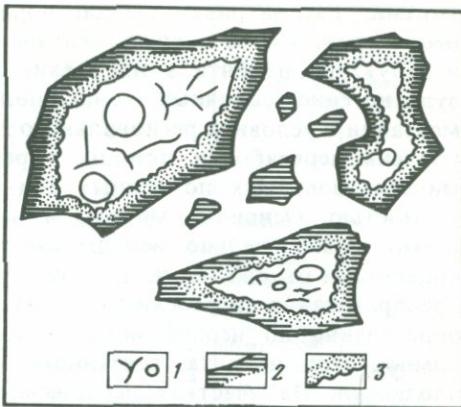
Рис. 49. Палагонитизация обожженных сидеромелановых стекол

1 — свежее стекло; 2 — обожженная периферическая часть стекла, мелкие обломки обожжены полностью; 3 — зона палагонитизации

вового потока. В настоящее время нет никаких оснований предполагать, что породы этого разреза подверглись действию подземных вод. Поэтому отмеченные выше палагонитизация стекла и формирование глинистого материала определенно могут быть связаны с ледниковой деятельностью и изменением стекла в толще движущегося льда и породах ледникового ложа.

Итак, образование диагенетически сцементированных тиллитов наблюдается в тех случаях, когда они целиком или большая часть их обломочного материала состоят из базальтового стекла (сидеромелана). Моренный материал, обогащенный разрушающимся базальтовым стеклом в процессе переработки движущимся ледником, уплотнялся и отвердевал, постепенно цементируясь аморфным кремнеземом, гидроокислами железа, глинистыми минералами, и превращался в тиллит. Существование в тиллитах палагонитизированного базальтового стекла и совершенно свежего, наличие только слабо окристаллизованного смектита среди аутигенных глинистых минералов, неравномерный характер распределения в пределах небольшого объема породы позволяют исключить предположение, что изменение и цементация витрокластических основных морен обусловлены влиянием гидротерм. В последнем случае интенсивно разрушаются в одинаковой степени все обломки сидеромеланового стекла. Кроме того, все исследованные основные морены рассмотренного типа располагаются за пределами современных или древних поверхностных гидротермальных проявлений. Влияние же регионального гидротермального метаморфизма, проявляющегося на определенной глубине в результате воздействия подземных вод, легко исключается для отложений, никогда не погружавшихся до уровня подземных вод. Выше было показано, что в ряде разрезов породы ледникового ложа остаются неизмененными, тогда как основные морены несут определенные признаки изменения состава захваченного льдом кластического материала и формирования характерного комплекса вторичных минералов.

Эпигенетический тип. Эпигенетические сцементированные тиллиты существенно отличаются от описанных диагенетических. Ледниковые образования, принимающие участие в строении мощных позднекайнозойских вулканогенно-осадочных толщ Исландии, в большинстве случаев оказываются прочно сцементированными независимо от того, отлагались ли они под толщей льда или водно-ледниковыми по-



токами. Рассматривая способ образования погребенных тиллитов, необходимо иметь в виду, что вне зависимости от возраста состав и структура цемента в них такие же, как и в других отложениях вулканогенно-осадочных толщ, подвергавшихся переработке и цементации в условиях регионального гидротермального метаморфизма. Степень переработки породы в результате влияния подогретых и минерализованных подземных вод целиком определяется ее проницаемостью. Основные морены из-за их плотности и слабой проницаемости значительно меньше изменены по сравнению с более проницаемыми отложениями другого генезиса. Эпигенетический характер преобразования погребенных основных морен устанавливается вполне определенно по неравномерному распределению в них аутогенных компонентов цемента, связанному с наличием участков различной плотности. На участках первоначально повышенной проницаемости тонкоалевритовый и пелитовый материал сильно изменен, а иногда полностью заменен смектитами, цеолитами, кальцитом. Кислое и основное стекло сильно разрушены. По основному стеклу развиты псевдоморфозы железистого смектита. Кислое стекло полностью замещено монтмориллонитом и цеолитами. Смектит образует пленочный и порово-пленочный цемент. Часто можно наблюдать секущие жилки цеолитов, выделения смектитов и (или) кальцита. Диагенетические тиллиты распространены локально и только в тех районах, где толщи, подстилающие ледники, сложены или в значительной степени обогащены стекловатыми вулканическими породами. По простиранию диагенетические тиллиты замещаются основными моренами обычной прочности.

Значительно шире на площади распространены эпигенетические тиллиты, которые образованы в результате переработки материала уже отложенных морен гидротермальными растворами. В поверхностных условиях ограниченные по простиранию участки эпигенетических тиллитов образуются в местах выхода гидротерм. По простиранию они сменяются рыхлыми основными моренами. Горизontы тиллитов большой протяженности образуются при погружении уже отложенных основных морен ниже уровня подземных вод и цементации их в результате воздействия регионального гидротермального метаморфизма. Степень и характер эпигенетического изменения основных морен аналогичны тем, которыми обладают вмещающие породы иного генезиса. Эпигенетические тиллиты распространены значительно шире диагенетических. Область их распространения не ограничивается только неовулканическими районами. Они могут быть встречены в различных геоструктурных зонах, там, где ледниковые и вмещающие их отложения при погружении подверглись эпигенетической переработке.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы (рис. 50).

1. В толще льда происходит интенсивное разрушение обломков нестойких вулканических пород с одновременной и постепенной цементацией их высвобождающимися компонентами силикатного состава.

Типы пород	Вещественный состав обломочного материала			Цемент	
	литокристалло- кластический	литокристалло- витрокластический	витрокристалло- кластический	состав и структура	условия образования
Рыхлые не сцемен- тированные основные морены					
Плотные, слабо сцементи- рованные основные морены					
Окаменевшие прочно сцементированные основные морены (тиллиты)	диагенетические			Аморфный кремнезем, смектиты Пленочный цемент, заполнение микропустот	Поверхность земли. Толща мореносоде- ржащего льда в зоне формиро- вания основной морены
	эпигенетические			Гидрокислы железа, глинистые минералы, цеолиты, кальцит (кристобалит) Порово- пленочный и базальный цемент, жилки, выделения на плоскостях плитчатой отдельности	Десятки- сотни метров ниже поверх- ности земли Область реги- онального гидротер- мального метаморфиз- ма

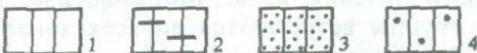


Рис. 50. Зависимость цементации основных морен Исландии от сингенетических и эпигенетических преобразований

1 — зона поверхностного преобразования пород; 2 — то же, с участием кластогенной глинистой примеси; 3, 4 — тиллиты: 3 — диагенетические, 4 — эпигенетические

2. Обогащение моренного материала разрушающимся базальтовым сидеромелановым стеклом приводит к формированию чрезвычайно прочных блоков морены (диагенетических тиллитов) еще в толще движущегося льда.

3. Диагенетические тиллиты по составу и характеру распространения вторичных минеральных компонентов четко отличаются от эпигенетических тиллитов, образовавшихся в результате наложенной гидротермальной переработки уже отложенных основных морен.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная задача нашей работы заключалась в том, чтобы показать сложные процессы изменения вещества в ходе ледового типа седименто- и литогенеза.

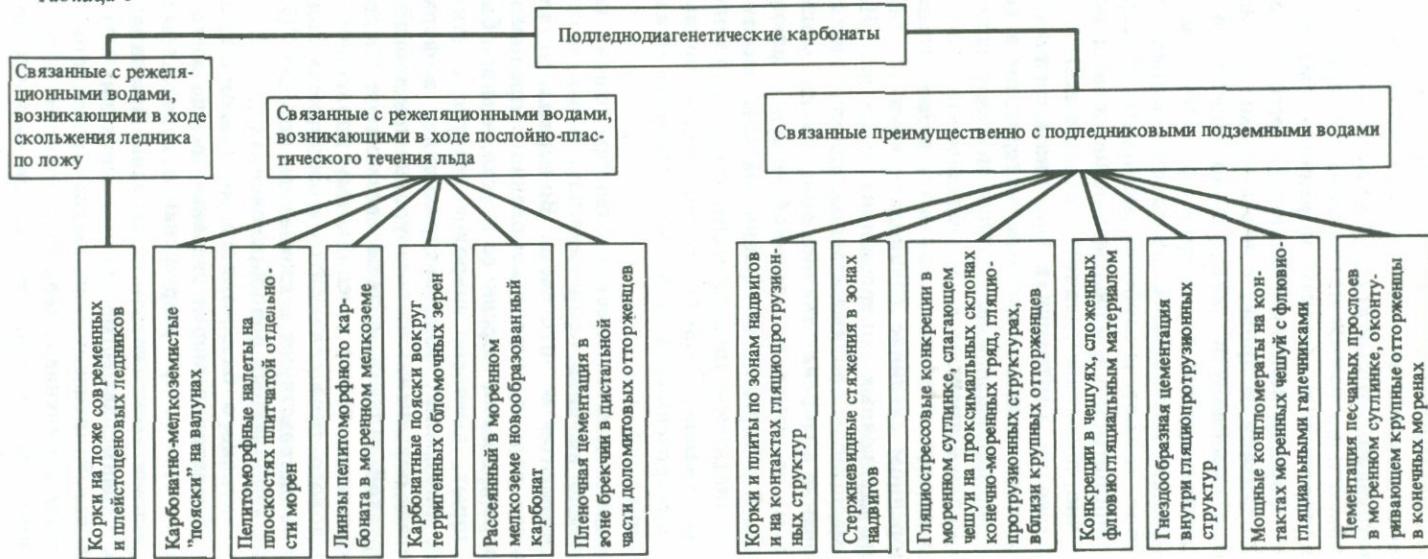
Для обширных платформенных областей, неоднократно покрывавшихся материковыми оледенениями, было установлено преобразование карбонатного материала в моренах, а также силикатов. Подледнодиагенетические карбонаты формируются за счет перераспределения терригенного карбонатного материала, содержащегося в мореносодержащем льде, а также растворения карбонатных пород ледникового ложа. В то же время не исключена также возможность образования подледнодиагенетических карбонатов за счет высадки из растворов подземных, подледниковых вод, отжимаемых ледником.

Все подледнодиагенетические карбонаты связаны по своему происхождению преимущественно с каким-либо определенным типом вод. На основании этого подледнодиагенетические новообразования были подразделены на три группы (табл. 6). К первой группе относятся новообразованные карбонаты, связанные с режеляционными водами, образующимися при скольжении ледника по ложу. Здесь нам известен только один морфологический тип новообразований — карбонатная корка в основании современных и плейстоценовых ледников на ледниковом ложе, сложенном карбонатными породами.

Во вторую группу входят новообразования, связанные преимущественно с режеляционными водами, возникающими в ходе послойно-дифференцированного течения льда. Морфологические типы новообразований этой группы встречаются во всех зонах и фациях моренных покровов. Возникновение карбонатных новообразований этой группы, приуроченных к моренному суглинику, идет в основном в стадию формирования монолитной морены, когда в леднике преобладают послойно-пластические течения. Новообразования, приуроченные к фации крупных отторженцев, связываются в большей степени с режеляционными водами, в связи с тем что при формировании этой фации затруднен подток подземных подледниковых вод и в то же время резко усиливаются процессы режеляции.

В третьей группе объединены подледнодиагенетические карбонаты, связанные по своему происхождению преимущественно с подледниковыми подземными водами. Данные новообразования характерны исключительно для пород фации чешуйчатых морен и конечных морен. Отличительной особенностью выделения здесь типов карбонатных новообразований является их четкая приуроченность к вполне опре-

Таблица 6



деленным структурным элементам, по которым возможна миграция подледниковых подземных вод, отжимаемых ледником: зонам надвигов, гляциопротрузионным структурам, чешуям в конечных моренах, сложенных флювиогляциальным материалом, т.е. данная группа новообразований приурочена к участкам моренного пласта, испытавшим в момент своего формирования интенсивный стресс. Новообразования этой группы возникали в процессе перестройки моренного пласта, когда в леднике преобладали движения по плоскостям внутренних сколов. Для данной группы характерны разнообразные типы новообразований. Одним из наиболее распространенных здесь морфологических типов являются карбонатные плиты и корки, оконтуривающие гляциопротрузии и прослеживающиеся по плоскостям надвигов. Достаточно широким распространением пользуются конкреции: гляциостресовые конкреции в моренном суглинке, конкреции в чешуях, сложенных песчано-галечным материалом в конечных моренах, а также гнездообразная цементация внутри гляциопротрузионных структур. Редко встречаются своеобразные по своей морфологии стержневидные стяжения в зонах надвигов и цементация песчаных прослоев в моренном суглинке гляциодаек крупных гляциокуполов с образованием удлиненных конкреционных стяжений. Наиболее значительным по масштабам проявлением подледнодиагенетического карбонатообразования в моренах явилось обнаружение мощных конгломератов (до 8 м) на контакте моренной чешуи с флювиогляциальным галечником. В отторженцевой фации конечных морен в моренном суглинке, оконтуривающем крупные отторженцы, сложенные флювиогляциальным материалом, были встречены конкреционные карбонатные стяжения, приуроченные к песчаным прослоям между плитками моренного суглинка.

Изучение подледнодиагенетических новообразований карбонатов в моренах позволило выявить принципиально новые особенности ледового типа седименто- и литогенеза. Во-первых, установлена значительно большая роль процессов хемогенного преобразования карбонатов при формировании моренного пласта, чем это было известно ранее, и, во-вторых, выявлено широкое участие в этих процессах подледниковых подземных вод, внедряющихся в формирующиеся морены вследствие повышения их пьезоуровня при прогибании земной коры под нагрузкой ледника, а также возможное внедрение и глубинных вод, связанное также с ледниковым давлением. Об участии в процессах ледового типа седименто- и литогенеза подледниковых подземных вод свидетельствуют также данные по  $^{13}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$  в подледнодиагенетических карбонатных новообразованиях.

В областях активного базальтового вулканизма подледнодиагенетические преобразования морен связаны прежде всего с наличием сидеромеланового стекла, при разрушении которого происходит обогащение их компонентами силикатного состава. При захвате ледником больших масс сидеромеланового стекла происходит его палагонитизация. В зоне палагонитизации обломков стекла при этом осуществляется заметное изменение содержания большей части петрогенных элементов. В результате в формирующихся моренах происходит не

только образование палагонита, но и появляется сложное цементирующее вещество, в состав которого входят железисто-магнезиальные глинистые минералы (смектиты) и свободный кремнезем (опал). Это приводит к литификации формирующейся морены еще под движущимся ледником и превращению ее в подледнодиагенетический тиллит. Таким образом в зоне активного вулканизма в некоторых случаях происходит слияние воедино процессов седиментогенеза и литогенеза, что является специфической чертой формирования морен в рассмотренных условиях.

В настоящей работе мы попытались суммировать новые материалы о подледнодиагенетических преобразованиях вещества в моренных толщах. При этом многие явления, описанные ранее, не получили в ней должного освещения, поскольку с ними можно ознакомиться в опубликованных изданиях. Наконец, сознательно опущен вопрос о гляциокатагенетических преобразованиях. К последним нами относятся все те явления, с которыми связано преобразование вещества в осадочных породах, подвергшихся гляциодислокациям. Это особая важная проблема, которая специально разрабатывается в Геологическом институте АН УССР Ю.Г. Чугунным (Лаврушин, Чугунный, 1982). Поэтому здесь мы отметим лишь то, что образование гляциодислокаций связано с двумя факторами. Первый из них — нарушение под давлением ледникового покрова существовавшего в породах природного равновесия. Второй фактор — локализация энергии движущегося льда на сравнительно небольших участках поверхности ледникового ложа. Все это в ряде случаев обусловливает мобилизацию огромных масс осадочных пород, сопровождающуюся их перемещением в ходе пластических деформаций, сочетающихся с разрывными нарушениями. В результате иногда образуются гляциоаллохтонные комплексы мощностью до 150—200 м. В подобных комплексах существует, хотя и локальная, высокая степень физико-химической трансформации осадочных пород. Это находит свое отражение не только в почти полной переработке первичной слоистости дислоцированных толщ и появлении в них гляциотектонических текстур, а также сопровождается сложными физико-химическими превращениями осадочного вещества, выразившимися в явлениях наложенного карбонатно-, кремне- и рудообразования, протекающих в условиях стресса и зафиксированных в виде конкреций и различных новообразований. Возникновение тех или иных новообразований связано с разнообразием состава пород и поровых вод, а их локализация обычно приурочена к местам наибольшего стресса в пластиах деформируемых отложений.

Среди подледнодиагенетических новообразований наибольшей физико-химической гомогенностью отличаются локальные морены, в которых прослеживается обычно тесная связь возникающих новообразований с породами ледникового ложа.

При формировании основных морен диагенетические проявления могут уже быть не связаны с непосредственно подстилающими пласт морены породами ледникового ложа. В этом случае ранее захваченный материал проходит все стадии переработки, обогащает собой режесяционные воды, и в процессе таяния—замерзания проис-

ходит образование диагенетических новообразований.

В конечных моренах активного края ледникового покрова значительная часть диагенетических новообразований оказывается связанный не только с режеляционными, но и с составом грунтовых подледниковых вод.

В местах разгрузки вод, в краевой части покрова вследствие изменения парциального давления и их дегазации образуются достаточно интенсивные диагенетические новообразования.

Таким образом, целостная система физико-химических преобразований осадочных пород под ледниками покровами оказывается достаточно гетерогенной. Главнейшими ее факторами являются давление ледника, реакция подстилающих пород, их состав, режеляционные и грунтовые воды, а также состав поровых вод в породах ложа. При этом все преобразования происходят в условиях низких температур и сравнительно высоких давлений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Асеева А.А. О геологической деятельности древних европейских ледниковых щитов. — Бюл. Ком. по изуч. четвертич. периода. 1967, N 34, с. 10—21.
- Астапова С.Д. Распределение карбонатов в пелитовых фракциях морен Принеманья. — В кн.: Материалы симпозиума по изучению и использованию глин Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1968, с. 61—62.
- Астапова С.Д. Гранулометрическая характеристика разновозрастных морен бассейна Немана, БССР. — Докл. АН БССР, 1969, т. 13, N 12, с. 1096—1099.
- Астапова С.Д. Особенности вещественного состава морен Белоруссии. — В кн.: Вещественный состав основных морен. М.: ГИН АН СССР, 1978, с. 16—29.
- Боузэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
- Гайгалас А.И. Минерало-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы. — Тр. АН Лит. ССР. Сер. Б, 1964, N 4(39), с. 185—192.
- Гайгалас А.И. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-востока Литвы и возможности использования для стратиграфии. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс: Минтис, 1965, с. 76—82.
- Гайгалас А.И. Структура, текстура и генетические разновидности основных морен. — В кн.: Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Вильнюс: Минтис, 1971, с. 28—87.
- Гайгалас А.И. Особенности крупнообломочного материала основных морен седиментационных циклов плейстоцена Литвы. — В кн.: Вещественный состав основных морен. М.: ГИН АН СССР, 1978, с. 70—82.
- Галимов Э.М., Гриненко В.А. О влиянии процессов поверхностного выщелачивания на изотопный состав углерода во вторичном кальците. — Геохимия, 1969, N 1, с. 115—117.
- Гептнер А.Р. Палагонит и процесс палагонитизации. — Литология и полез. ископаемые, 1977, N 5, с. 113—130.
- Гептнер А.Р. Особенности ледового литогенеза в обстановке активного вулканизма. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 135—146.
- Гептнер А.Р., Селезнева М.А., Смелов С.Б., Лисун И.Г. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла. — Литология и полез. ископаемые, 1984, N 4, с. 44—62.
- Глазовская М.А. Выветривание и первичное почвообразование в Антарктиде. — Науч. докл. Высш. шк. Геол.-геогр. науки. 1958, N 1, с. 63—76.
- Гожик П.Ф., Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Гляциодислокации горы Пивихи. Киев: Наук. думка, 1976. 29 с.
- Голубев Ю.К. Диагенетические преобразования карбонатов в моренах. — Бюл. Ком. по изуч. четвертич. периода. 1983, N 52, с. 132—142.
- Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей. — Минск: Наука и техника, 1980, 288 с.
- Гурский Б.Н., Орешкин Д.Б. Строение Славгородской зоны краевых образований и некоторые вопросы динамики московского (сосьского) ледникового покрова. — Геоморфология, 1978, N 3, с. 57—63.
- Даниланс И.Я. Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Рига: Изд-во АН Латв. ССР, 1957. 152 с.
- Дербенева М.М. К вопросу преобразования мерзлых пород под действием тонких водных пленок. — В кн.:

- Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 105—113.
- Дорофеев Л.М.** Минералогический состав и условия формирования морены максимального оледенения в среднем Приднепровье. — В кн.: Четвертичный период. Warszawa: Wyd-wo geologiczne, 1961. с. 173—190. Вып. 13, 14, 15 к VI конгрессу ИНКВА
- Евтеев С.А.** О некоторых особенностях воздействия ледника на включенные в него обломки горных пород. — В кн.: Советская антарктическая экспедиция: 2-я континент. экспедиция 1956—1958 гг. Л.: Мортранспорт, 1960, т. 10, с. 303—308.
- Евтеев С.А.** Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды: (Результаты исследований по программе МГГ. IX раздел. Гляциология, N 12). М.: Наука, 1964. 149 с.
- Евтеев С.А.** Строение краевых частей ледниковых покровов и формирование конечноморенных образований. — В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965а, с. 213—221.
- Евтеев С.А.** Структурные исследования моренных отложений и льда, содержащего моренный материал. — В кн.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М.: Наука, 1965б, с. 193—198.
- Калесник С.В.** Очерки гляциологии. М.: Географиз, 1963. 551 с.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, N 5, с. 1185—1187.
- Карлов Н.Н.** О некоторых морфогенетических, скульптурных и петрографических особенностях ограниченных ледниковых валунов. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, N 3, с. 637—640.
- Климанкаускас А.** Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений Юго-Восточной Литвы. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс: Минтис, 1965, с. 39—103.
- Коншин Г.И.** Петрографический состав гравийно-галечного материала морен Кураеме. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1964, вып. 3, с. 287—310.
- Коптев А.И.** К литологии нижеантропогеновых отложений Белоруссии. — В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1961, с. 79—115.
- Коптев А.И.** О распределении карбонатов в покровных моренах Белоруссии. — Бюл. НТИ. Серия: Изучение вещественного состава минерального сырья и технология обогащения руд, М.: ОНТИ НИЭМСА, 1966, вып. 2, с. 17—30.
- Коссовская А.Г.** Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глин. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М.: Наука, 1966, с. 163—170.
- Крыговский Б.** Некоторые седиментологические параметры и свойства моренных суглинков Западной Польши. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966, с. 140—146.
- Лавров А.С.** О генезисе валунных суглинков северо-востока европейской части СССР в связи с новыми находками плоско-выпуклых валунов. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, N 3, с. 643—646.
- Лаврушин Ю.А.** Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: Наука, 1963. 266 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 87).
- Лаврушин Ю.А.** Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.
- Лаврушин Ю.А.** Опыт выделения динамических фаций и субфаций в донной морене материковых оледенений. — Литология и полез. ископаемые, 1970, N 6, с. 38—49.
- Лаврушин Ю.А.** Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 288).
- Лаврушин Ю.А.** Особенности строения рыхлых отложений конечных морен. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, N 1, с. 180—182.
- Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К.** Диагенетические карбонатные конкреции в моренах. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, N 5, с. 1204—1207.
- Лаврушин Ю.А., Голубев Ю.К.** Карбонаты в основных моренах плейстоценовых материковых оледенений. —

- В кн.: Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980, с. 147—155. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 350).
- Лаврушин Ю.А., Кураленко Н.П.** Чешуйчатые ледниковые отторженцы между речья рек Лужи и Протвы. — Бюл. Ком. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1981, N 51, с. 61—73.
- Лаврушин Ю.А., Ренгартен Н.В.** Основные черты ледового типа литогенеза. — Литология и полез. ископаемые, 1974, N 6, с. 21—32.
- Лаврушин Ю.А., Чипурский С.И., Голубев Ю.К.** Об одном варианте преобразования глинистого вещества в процессе моренного седиментогенеза. — Литол. и полезн. ископ., 1982, N 1, с. 121—126.
- Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г.** Каневские гляциодислокации. М.: Наука, 1982. 101 с.
- Левков Э.А.** Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.
- Левков Э.А., Лавров А.Н.** О влиянии покровных материковых оледенений на гидрологические процессы в Припятской впадине. — Докл. АН БССР, 1974, т. 18, N 10, с. 921—924.
- Лукашов К.И., Астапова С.Д.** Карбонатность моренных отложений бассейна Немана. БССР. — Докл. АН БССР, 1969, т. 13, N 8, с. 719—726.
- Лукашов К.И., Астапова С.Д.** Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971. 194 с.
- Лукашов В.К., Лукашов К.И.** Геохимические особенности моренных отложений различных оледенений. — Докл. АН БССР, 1967, т. 11, N 2, с. 1098—1099.
- Лукашов К.И., Лукашов В.К.** Геохимия зоны гипергенеза. — Минск: Наука и техника, 1975. 423 с.
- Лэнгэуэй Ч.** Некоторые физические и химические исследования 411-метровой скважины в Гренландии и их значение для проблемы аккумуляции. — В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М.: Прогресс, 1964, с. 89—113.
- Македонов А.В.** Современные конкреции в осадках и почвах. М.: Наука, 1966. 284 с.
- Матвеев А.В.** Ледниковые отложения Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1971.
- Милло Ж.** Геология глин. М.: Недра, 1968. 359 с.
- Муравьев В.И.** Карбонаты терригенных пород — индикаторы стадий постседиментационного преобразования. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971, с. 145—153. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).
- Мушкетов И.В.** Физическая геология. 2-е изд. СПб., 1905. Т. 2. Вып. 2. 360 с.
- Орвику К.К.** Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. — Тр. Геол. ин-та АН ЭССР, 1958, вып. 3, с. 213—252.
- Орвику К.К.** Геологическое строение друмлинов. — В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961а, т. 2, с. 64—72.
- Орвику К.К.** О литологии морен Эстонии. — Там же, 1961б, с. 73—77.
- Попов А.И.** Мерзлотные явления в земной коре (криометалогия). — М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.
- Раукас А.В.** Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. наук, 1962, т. 11, N 2, с. 140—153.
- Раукас А.В.** Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. — В кн.: Материалы по геологии верхнего плейстоцена и голоцену Эстонии. Таллин, 1963, с. 3—21. (Тр. Ин-та геологии АН ЭССР; Т. 12).
- Раукас А.В., Рейнтман Л.Ю.** Гранулометрический состав и некоторые физико-химические свойства основной морены последнего оледенения в Эстонии. — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1965, с. 31—44.
- Рухина Е.В.** Литология моренных отложений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 142 с.
- Рухина Е.В.** О минералогическом составе песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений. — В кн.: Материалы 4-й конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1966а, с. 226—228.
- Рухина Е.В.** О минеральном составе песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений и использование ее в палеогеографии и стратиграфических циклах. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966, с. 157—161.
- Рухина Е.В.** Опыт подразделения морен по литологическим признакам. Л.: Недра, 1966в, с. 145—149. (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 128).

- Рухина Е.В.** Литологический состав морен в зависимости от пород ледникового ложа. — Литология и полез. ископаемые, 1972, N 1, с. 137—142.
- Савельев Б.А.** Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1971. 507 с.
- Симонов А.Н.** Генезис среднеплейстоценовых суглинков роговской свиты Печорской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1973. 24 с.
- Степанов И.Н.** О процессах выветривания в ледовом типе литогенеза. — Литология и полез. ископаемые, 1964, N 5, с. 109—110.
- Страхов Н.М.** Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 370 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 124).
- Страхов Н.М.** Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1962. Т. 2. 550 с.
- Таргульян В.О.** Выветривание и почвообразование на граните в тундровой зоне (о-в Ляховский). — В кн.: О почвах Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 73—108.
- Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П., Соловьев А.А.** Влияние оледенения на распределение запасов углеводородов в земной коре. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, N 2, с. 434—437.
- Тютюнов И.А.** Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 133 с.
- Тютюнов И.А.** О природе формирования структурных связей в грунтах. — В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 11—54.
- Флинт Р.** Ледники и палеогеография плейстоцена. М.—Л.: Изд-во иностр. лит. 1963. 575 с.
- Холодкевич И.В., Гептнер А.Р.** Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтов Исландии. — Литология и полез. ископаемые, 1982, N 4, с. 68—78.
- Шанцер Е.В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).
- Шварцев С.Л.** О физико-химических процессах в толще многолетнемерзлых пород. — В кн.: Криогенные про-
- цессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 132—140.
- Шварцев С.Л., Лукин А.А.** Гидрогеохимическая зональность подземных вод некоторых сульфидных месторождений в многолетнемерзлых породах. — В кн.: Криогенные процессы в почвах и горных породах. М.: Наука, 1965, с. 141—149.
- Шумилова Е.В., Бузулуков Ф.С.** Минерало-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения. — В кн.: Морской плейстоцен Сибирских равнин. М.: Наука, 1971, с. 8—36.
- Шумский П.А.** Строение природных льдов. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1954, т. 86, вып. 1, с. 20—33.
- Шумский П.А.** Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Яковлев С.А.** Гляциальная группа. — В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М.: Госгеолтехиздат, 1954, ч. I, с. 121—170.
- Яковleva С.В.** Форма ледниковых валунов. — В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. М.: Госгеолтехиздат, 1955, ч. 2, с. 189—192.
- Яковleva С.В.** Ориентировка валунов в основных моренах и ее значение для определения направления движения ледников. — Тр. Ком. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957, вып. 13, с. 300—303.
- Armentan H.F., Wright H.E.** Petrography of some Minnesota tills. — J. Sediment. Petrol., 1959, vol. 29, p. 540—554.
- Barglay K.** La Chapelle E. Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock. — J. Glaciol., 1964, N 38, p. 159—172.
- Barnes P., Robin G.** Implications for glaciology. — Nature, 1966, vol. 210, N 5039, p. 882—883.
- Bauer V.F.** Kalkabsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Alterbestimmung heute Gletscherfrei werden der Kerrenformen. — Ztschr. Gletscherk. und Glazialgeol., 1961, Bd. 4, N 3, S. 215—225.
- Bennett R.V.** Frost shatter and glacial erosion under the margins of Osterdalsisen, Svartisen. — Norsk geogr. tidsskr., 1968, bd 22, N 3, s. 209—213.
- Birot P.** Les développements récents des

- théories de l'érosion glaciaire. — Ann. géogr., 1968, vol. 77, N 419, p. 1—13.
- Bjakke T., Dypvik H. Quaternary "stromatolitic" limestone of subglacial origin from Scandinavia. — J. Sediment. Petrol., 1977, vol. 47, N 3, p. 1321—1327.
- Boulton G.S. On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. — J. Glaciol., 1970, vol. 9, N 56, p. 231—245.
- Boulton G.S. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen. — In: Till symposium. Ohio: State Univ. press, 1971, p. 41—72.
- Boulton G.S. Modern Arctic glacier as depositional model for former ice sheets. — J. Geol. Soc., 1972, vol. 128, pt 4, p. 361—393.
- Carruthers R.C. On the northern glacial drift. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 95, p. 299—333.
- Carruthers R.C. Glacial drifts and the undermelt theory. Newcastle, 1953.
- Chamberlin T.C. Glacial studies in Greenland. — J. Geol., 1895, vol. 3, N 1, p. 3—7.
- Coachman L.K., Hemmingsen E., Scholander P.F. Gas enclosures in a temperate glacier. — Tellus, 1956, vol. 8, N 4, p. 415—423.
- Coachman L.K., Euns T., Scholander P.F. Gas loss from a temperate glacier. — Tellus, 1958, vol. 10, N 4, p. 493—495.
- Collins B. On the origin and formation of the fennoscandian quaternary clays. — Geol fören. Stockholm förhandl., 1956, bd. 78, h. 3, N 486, s. 528—536.
- Dreimanis A. Rapid macroscopic fabric studies in drill-cores and hand specimens of till and tillite. — J. Sediment. Petrol., 1959, vol. 29, N 3, p. 459—463.
- Dreimanis A. Tills of Southern Ontario: Soils in Canada. — Roy. Soc. Canada. Spec. Publ., 1961, N 3, p. 80—96.
- Dreimanis A. Selection of genetically significant parameter for investigation of tills. — Zesz. nauk. UAM. Geogr., 1969, N 8, s. 15—29.
- Dreimanis A. Procedures of till investigations in North America, a general review. — In: Till symposium. Ohio: State Univ. press, 1971, p. 27—31.
- Dreimanis A., Vagners U.J. Lithological relation of till to bedrock. — In: Quaternary geology and climate. Wash. (D.C.): Nat. Acad. Sci. Publ., 1963, p. 93—98.
- Drozdowski E. Deglacja dolnego powisla w środkowym wurmie i związane z nią srodowiska depozycji osadow. 1979. 103 s. Polska Akademia nauk Instytut Geografii i przestrzennego zagospodarowania. Prace geograficzne; N 132).
- Drygalski E.V. Gronland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. B., 1899. 4 S.
- Elson I.A' The geology of till. — Proc. 14th Canad. Soil Mach. Conf. Nat. Res. Council, 1961, N 69, p. 23—28.
- Engeln O.D. Type form of faceted and striated glacial pebbles. — Amer. J. Sci., 1930, vol. 19, p. 9—16.
- Flint R.F. Glacial and Quaternary geology. N.Y., 1971. 892 p.
- Ford D.C., Fuller P.C., Drake S.L. Calcite precipitates at the soles of temperate glaciers. — Nature, 1970, vol. 226, N 5244, p. 441—442.
- Galibert M.G. Recherches sur les processus d'érosion glaciaires de la Haute Montagne Alpine. — Bull. Assoc. géogr. fr., 1962, N 303/304, p. 36—51.
- Gillberg G. Distribution of different limestone material in till. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1967, bd 89, s. 401—409.
- Glen J.E., Donner I.I., West R.G. On the mechanism by which stones in till become oriented. — Amer. J. Sci., 1957, vol. 255, N 3, p. 194—205.
- Goldthwait R.P. Introduction to till today. — In: Till symposium. Ohio: State Univ. press, 1971, p. 3—21.
- Goldthwait R.P. Till deposition versus glacial erosion. Ohio: State Univ. press, 1973, p. 41—88.
- Gorham E. The salt content of some ice samples from Nordaustlandet (North East Land), Svalbard. — J. Glaciol., 1958, vol. 3, N 23, p. 181—186.
- Gow A.I., Williamson T. Gas inclusions in the Antarctic ice sheet out their glaciological significance. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 36, p. 5201—5208.
- Hallet B. Subglacial silica deposits. — Nature, 1975, vol. 254, p. 682—683.
- Hallet B. The effect of subglacial chemical processes on glacier sliding. — J. Glaciol., 1976, vol. 17, p. 209—221.
- Hallet B., Lorrain R., Souchez R. The composition of basal ice from a glacier sliding over limestones. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, p. 314—320.
- Hanshaw B., Hallet B. Oxygen isotope composition of subglacial precipitated calcite: Possible paleoclimatic implication. — Science, 1978, vol. 200, p. 1267—1269.
- Harland W.B. Expolarion folds and ice

- action. — *J. Glaciol.*, 1957, vol. 3, N 21, p. 24—40.
- Harrison P.W.** New technique for three-dimensional fabric analysis of till and englacial debris containing particles from 3 to 40 mm. — *J. Geol.*, 1957, vol. 65, N 1, p. 98—105.
- Harrison W.** Original bedrock composition of Wisconsin till in central Indiana. — *J. Sediment. Petrol.*, 1960, vol. 30, N 3, p. 432—440.
- Hay R.L., Iijima A.** Petrology of Palagonite tufts of Koko Craters, Oahu, Hawaii. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1968, vol. 17, p. 141—154.
- Holmes C.D.** Till fabric. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1941, vol. 52, p. 1299—1354.
- Holmes C.D.** Evolution of till-stone slopes, central New York. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, p. 1645—1660.
- Hoppe G.** Subglacial sedimentation with examples from northern Sweden. — *Geogr. ann.*, 1963, vol. 45, N 1, p. 41—51.
- Jakobsson S.P.** Environmental factors controlling the palagonitization of the Surtsey tephra, Iceland. — *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 1978, vol. 27, spec. iss., p. 91—105.
- Jakobsson S.P.** Outline of the petrology of Iceland. — *Jökull*, 1979, vol. 29, p. 59—73.
- Kers L.E.** For komster av sunglacial utfall kalksten i solna samt i gardvik, Västerbottens län. — *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1964, bd 86, s. 255—262.
- Lavrushin Y.A.** Dinamische Fazies und Subfazies der Grundmorane. — *Ztschrangew. Geol.*, 1971, Bd. 17, N 8, S. 337—343.
- Lewis W.V.** Pressure release and glacial erosion. — *J. Glaciol.*, 1954, vol. 2, N 16, p. 417—422.
- Liboutry L.** Contribution à la théorie du frottement du glacier sur son lit. — *C.r. Acad. sci.*, 1958, vol. 247, N 3, p. 318—320.
- Lohse H.-H., Vortisch W.** Mineralogische Untersuchungen an einigen Moranen SO-Schenes Vorläufiger Bericht. — *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1972, bd 94, pt 1, N 548, s. 23—34.
- Marcussen I.** Studies on flow till in Denmark. — *Boreas*, 1973, vol. 2, N 4, p. 213—231.
- Marcussen I.** Distinguishing between lodgement till and flow till in Weichselian deposits. — *Boreas*, 1975, vol. 4, N 3, p. 113—123.
- Matsuo S., Miyake J.** Gas composition in ice samples from Antarctica. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 22, p. 5235—5241.
- Mickelson D.M.** Glacial geology of the Burroughs glacier area, southeastern Alaska. 1971. (Rep. Inst. Polar Stud. Ohio State Univ.; N 40). 149 p.
- Mickelson D.M.** Nature and rate of basal deposition in a stagnating ice mass, Burroughs glacier Alaska. — *Arct. and Alp. Res.*, vol. 78, p. 17—27.
- Noack Y.** La palagonite i caractéristique, facteur d'évolution et mode de formation. — *Bull. Miner.*, 1981, vol. 104, N 1, p. 36—46.
- Okko V.** The Second Salpausselka at Jyväsjärvi, east Hämeelinna. — *Fennia*, 1957, vol. 81, N 4, p. 1—46.
- Paga R.** Subglacial limestone in the Canadian Rocky Mountains. — *Nature*, 1971, vol. 229, p. 42—43.
- Penny L.F., Catt i.A'** Stone orientation and other structural features of tills in East Yorkshire. — *Geol. Mag.*, 1967, vol. 104, N 4, p. 334—360.
- Perrin R.M.S.** The clay mineralogy of some tills in the Cambridge district. — *Clay Miner. Bull.*, 1957, vol. 3, N 18, p. 193—205.
- Richter K.** Studien über fossile Gletscherstruktur. — *Ztschr Gletscherk.*, 1929, Bd. 17, H. 1/3, S. 35—39.
- Richter K.** Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen jungmoränengebietes. — *Abh. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Greifswald*, 1933, N 11, S. 1—63.
- Richter K.** Gefugestudium im Engebrae, Fondalsbrae und ihren vorlandsedimenten. — *Ztschr Gletscherk.*, 1936, Bd. 24, S. 22—30.
- Scholander P.E., a'Dansgaard W., Nutt D.C. et al.** Radio-carbon age and oxygen-18 content of Greenland icebergs. — *Medd. Grönland*, 1962, bd 165, N 1, s. 1—26.
- Scholander P.E., Nutt D.C.** Cases in icebergs. — *Science*, 1956, vol. 123, p. 104—105.
- Seifert G.** Das mikroskopische Korngefüge des Geschiehemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und Dänischen Wohid. — *Meyniana*, 1954, Bd. 2, S. 65—73.
- Sitler R.F.** Petrography of till from Ohio and Pennsylvania. — *J. Sediment. Petrol.*, 1963, vol. 33, p. 262—269.
- Sitler R.F.** Glacial till in oriented thin sections. — In: International Geological Congress: Reports of the 23rd

- Session, Chechoslovakia. Prague: Academia, 1968, vol. 8, p. 157—163.
- Sitler R.F., Chapman C.A. Microfabrics of till from Ohio and Pennsylvania. — *J. Sediment. Petrol.*, 1955, vol. 25, p. 262—269.
- Slater G. Studies in the drift deposite of the south-western part of Suffolk. — *Proc. Geol. Amer.*, 1927, vol. 38, pt 2, p. 157—187.
- Steinthorsson S. Tephra layers in a drill core from the ice cap. — *Jökull*, 1977, vol. 27, p. 2—27.
- Swinzon G.K. Investigation of shear zones in the ice sheet margin, Thule area, Greenland. — *J. Glaciol.*, 1962, vol. 32, N 4, p. 215—229.
- Thorarinsson S. Some facts and conclusions regarding the recession of last inland ice and the glacial and post-glacial land uplift in northern Iceland. — *Geogr. ann.*, 1951, N 1/2, p. 74—88.
- Vernet J.P. Etudes sédimentologiques pétrographiques des formations tertiaires et quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse. — *Eclog. geol. helv.*, 1959, vol. 51, N 3, p. 1115—1152.
- Veyrett P. Processus de l'érosion et de l'accumulation glaciaire en action: Observations sur certains glaciers en crue du Massif du Mont-Blanc (étés 1969—1970). — *Rev. géogr. alp.*, 1971, vol. 49, N 2, p. 155—170.
- Wahnschaffe F., Schucht F. Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart, 1921, 472 S.
- Warren H., Philipp H. Structure of lower Taylor Glacier South Victoria Land, Antarctica. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1961, N 424-C, p. 206—209.
- Willman H.B., Glass H.D., Frye J.C. Mineralogy of glacial tills and their weathering profiles in Illinois. Pt 1. *Glaciol. tills*. — *Ill. State Geol. Cirs.*, 1963, vol. 347, p. 35—50.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
Глава I. СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЛЕДОВОМ ТИПЕ ЛИТОГЕНЕЗА .....	6
Глава II. МОБИЛИЗАЦИЯ ДВИЖУЩИМСЯ ЛЬДОМ МАТЕРИАЛА ПОРОД ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МО- РЕН .....	17
Глава III. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МОРЕН И ЕГО ФОРМИРОВА- НИЕ .....	38
Глава IV. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОДЛЕДНОДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ КАР- БОНАТНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ И ИХ ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ .....	59
Глава V. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ПРОЦЕССЕ ПОДЛЕДНОГО ДИАГЕНЕЗА .....	114
Глава VI. ПРОЯВЛЕНИЯ ПОДЛЕДНОГО ДИАГЕНЕЗА В ОБЛАСТЯХ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ИСЛАНДИИ) .....	122
Заключение .....	144
Литература .....	149

Юрий Александрович Лаврушин  
Альфред Романович Гептнер  
Юрий Конкордьевич Голубев

**ЛЕДОВЫЙ ТИП  
СЕДИМЕНТО-  
И ЛИТОГЕНЕЗА**

*Утверждено к печати  
Комиссией по изучению  
четвертичного периода АН СССР*

Редактор *О. М. Петров*  
Редактор издательства *Б. С. Шохет*  
Художник *Е. Н. Волков*  
Художественный редактор *Л. В. Кабатова*  
Технический редактор *Л. Н. Богданова*  
Корректор *Т. И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

**ИБ № 31134**

Подписано к печати 06.01.86. Т — 00007  
Формат 60×90  $\frac{1}{16}$ . Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 10,0 + 0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 10,7. Уч.-изд.л. 12,2  
Тираж 750 экз. Тип. зак. 1047. Цена 1р. 80к.  
Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"**

**готоятся к печати:**

**Четвертичные оледенения Средней Сибири.** 12 л. 1р. 80 к.

В сборнике обсуждаются проблемы стратиграфии, палеогеографии, периодизации истории оледенений. Приводятся данные о погребенных льдах, об особенностях накопления аллювия. Ряд статей посвящен вопросам корреляции четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон, а также классификации отложений ледникового комплекса.

**Марков К.К. Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения.** 30 л. 4р. 80к.

В выбранных трудах академика К.К. Маркова собраны работы, посвященные изучению развития природы Земли, анализу четвертичных оледенений, колебанию уровня водоемов, климата, стратиграфии четвертичных отложений и методам их сопряженного анализа в целях долгосрочного географического прогноза. Том завершает библиография трудов академика К.К. Маркова.

**Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР.** — 12 л. 1р. 80к.

В коллективной монографии дается характеристика методов стационарных и полустационарных исследований современных экзогенных процессов рельефообразования, таких, как склоновая и овражная эрозия, гравитационные, русловые и мерзлотные процессы, ветровая денудация и аккумуляция, массовые движения грунтов. Показаны приемы изучения, приборы и аппаратура, анализируются достоинства и недостатки применяемых методов.

**Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР.** 18 л. 2р. 70к.

В книге дано монографическое описание рельефа горных стран СССР. Она комментирует геоморфологическую карту СССР в масштабе 1:2500000. Характеристика рельефа дана по единой программе и сопровождается оригиналными картографическими иллюстрациями, составленными на основе генерализации указанной карты. Заключительная часть книги посвящена наиболее важным общим закономерностям строения рельефа нашей страны.

**Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей.** 18 л. 2р. 70к.

Книга представляет собой монографическое описание рельефа равнин и дна морей нашей страны. Она комментирует впервые созданную Геоморфологическую карту СССР в масштабе 1:2500000. Характеристика морфоструктур и морфоскульптуры равнинной суши и дна морей дана по единой программе и сопровождается оригиналными картами, которые составлены на основе генерализации указанной карты.

**Н и к о н о в а Р.И. Проблема пенеплена в геоморфологии.** 10 л. 1р. 50к.

Проблема пенеплена — это проблема разрушения и выравнивания горных систем. Обычно считается, что пенепленизация (выравнивание) рельефа осуществляется при затухании эндогенных (внутренних) процессов и преобладающем действии экзогенных (внешних) факторов. Автор считает, что образование поверхностей выравнивания и разрушение горных стран связано, наоборот, с режимом активной эндогенной деструкции континентальной земной коры — с зонами ее растяжения и разломов.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

1 p. 80 к.

4548